Die Wissenschaft

Sammlung naturwissenschaftlicher und mathematischer Monographien

Heft 13

PETROGENESIS

von

Dr. C. Doelter



Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig


ACADEMIAE HARVARDIANAE IN NOV ANG SIGILLVM
CHRISTO ET ECCLESIAE
VE RI TAS

DIE WISSENSCHAFT

SAMMLUNG

NATURWISSENSCHAFTLICHER UND MATHEMATISCHER

MONOGRAPHIEN

DREIZEHNTES HEFT

PETROGENESIS

VON

DR. C. DOELTER

O. PROFESSOR DER MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT GRAZ

MIT EINER LICHTDRUCKTAFEL UND 5 EINGEDRUCKTEN ABBILDUNGEN

BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN

1906

PETROGENESIS

VON

DR. C. DOELTER

O. PROFESSOR DER MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE AN DER
UNIVERSITÄT GRAZ

MIT EINER LICHTDRUCKTAFEL UND 5 EINGEDRUCKTEN
ABBILDUNGEN

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Published February 28, 1906.

EINLEITUNG.

Bei Beginn der Erforschung der Naturkörper stellt man sich zumeist die Frage nach ihrer Entstehung, und auch der erste Erforscher des Steinreiches, Aristoteles, fragt zuerst, wie sich die Steine gebildet haben, und teilt sie nach genetischen Momenten ein in *μεταλλευτά* und *ὀρυκτά*, d. h. solche, welche sich aus Rauch gebildet, und solche, die aus Dunst entstanden, also ungefähr in dieselben zwei Abteilungen, die wir lange noch als plutonische und neptunische Mineralien beibehielten. Lange Zeit wogte der Kampf, ob ein Gestein zu der ersten gehöre, ob

> „Plutonisch grimmig Feuer,
> Äolischer Dünste Knallkraft ungeheuer"

es geschaffen oder ob es aus „Schlamm" entstanden. Dieser Kampf, der am längsten wohl um die Genesis des Granits und des Basalts geführt wurde, hat lange Zeit viele bedeutende Geister beschäftigt, doch wäre damals vielleicht Goethes Spruch berechtigt gewesen: „Mit solchem Streit verliert man Zeit und Weile". Von selbst wurde dann der Streit gehoben, als die genauere Untersuchung Glas im Basalt zeigte; um dies zu ermöglichen, mußte aber die Forschung vorerst andere Wege betreten.

Es mußte vor allem die Natur der Gesteine erforscht werden, und erst nachdem der Mineralbestand und die chemische Zusammensetzung im Zusammenhange mit dem geologischen Auftreten erkannt worden waren, konnte genetische Forschung weiter gedeihen. Die Frage, wie hat sich ein Gestein gebildet? mußte zurücktreten hinter der wichtigeren: was ist das Gestein und wie verhält es sich zu den anderen? Die Erforschung der Gesteine verlangte aber zuerst das Schaffen von Untersuchungsmethoden, die Heranbildung einer Technik. Durch die Entwickelung der mikroskopischen Untersuchung konnte mancher genetische Streit geschlichtet und viele Fragen, welche die Genesis betreffen, beantwortet werden; andererseits hat die vergleichende chemisch-mineralogische Untersuchung der Gesteine ihren genetischen Zusammenhang hergestellt. Der Chemie und Physik entlehnte Methoden, insbesondere der so wichtige, noch nicht genügend anerkannte Weg des Experimentes, der jetzt unter Verwendung physikalisch-chemischer Gesichtspunkte neue Bedeutung erhalten hat, gestattet es, uns auch der Petrogenesis, welcher die Petrographie die Wege geebnet hat, mit besserem Erfolge zuzuwenden. Fragen, die vor einem halben Jahrhundert noch verfrüht behandelt wurden, da wir damals infolge mangelhafter Kenntnis der Gesteine einer sicheren Lösung nicht entgegensehen konnten, erscheinen jetzt in neuem Lichte. Allerdings sind wir ja auch in vieler Hinsicht immer noch am Anfange der Erkenntnis, und der Weg, den wir bis zur vollen Lösung zurückzulegen haben, ist schwierig und weit, aber wir werden uns nicht mehr mit aprioristischer theoretischer Betrachtung begnügen, sondern dem eingehenden Detailsstudium in geologischer oder rein petrographischer Hinsicht widmen und auch mehr wie bisher Physik und Chemie, insbesondere aber geeignete Experimente heranziehen müssen.

Bei der Behandlung des Stoffes mußte Rücksicht darauf genommen werden, den Umfang des Werkchens nicht allzusehr zu vergrößern, und wurde daher nicht jedes Gestein für sich betrachtet, sondern die wichtigsten gesetzlich zusammenhängenden Gruppen zusammengefaßt. Hierbei wurde der Begriff eines Gesteins im engeren Sinne angewendet, und daher Erze und Kohlen von der Betrachtung ausgeschlossen, dies um so mehr, als dadurch das Buch eine zu große Ausdehnung erhalten hätte.

INHALTSVERZEICHNIS.

Viertes Kapitel.

Fünftes Kapitel.

Sechstes Kapitel.

Siebentes Kapitel.

Achtes Kapitel.

Neuntes Kapitel.

Zehntes Kapitel.

Elftes Kapitel.

Zwölftes Kapitel.

Dreizehntes Kapitel.

Vierzehntes Kapitel.

Erstes Kapitel.

Das Erdinnere und der Vulkanismus.

Vergebens bemühten sich bisher Astronomen, Geologen und Physiker, die Frage nach der Natur des Erdinneren zu lösen. Sowohl in bezug auf die Verteilung der Stoffe, als auch was die Temperaturverhältnisse anbelangt, sind wir auf die Hypothese angewiesen, gerade das Temperaturgefälle ist aber für die Geologie von besonderer Wichtigkeit, und erst wenn wir bessere Daten als bisher zur Verfügung haben werden, dürften wir in der Lage sein, über den Aggregatzustand der tieferen Schichten ein Urteil zu fällen. Es ist hier nicht der Ort, die geothermische Tiefenstufe ausführlicher zu behandeln. So viel kann man sagen, daß es verwegen ist, aus den verhältnismäßig geringen und untereinander abweichenden Beobachtungen, die nur bis 2000 m reichen, eine Tiefenstufe von etwa 33 m aufzustellen und dann durch Extrapolation die Temperatur des Erdinneren zu berechnen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Tiefenstufe nur für die oberflächlichen Schichten gilt und daß die Temperaturzunahme im Inneren langsam vor sich geht.

Erfreulich ist es, daß in der letzten Zeit sich die Stimmen mehren, um gegen jene Übertreibungen Stellung zu nehmen, und so hat u. a. auch A. Stübel sich entschieden gegen die Zulässigkeit der geothermischen Tiefenstufe ausgesprochen und nimmt mit Recht eine doppelte Stufe an, die eine für die oberflächlichen Schichten, die andere für die tieferen; noch besser ist es, mehrere Radien anzunehmen [1]). Wenn man daher von den oberflächlichen

[1]) Vgl. die Arbeit von Duncker, sowie Literatur in Günthers Geophysik.

15 bis 50 km absieht, so werden wir in größerer Tiefe vielleicht eine Tiefenstufe haben, die drei- bis fünfmal so groß ist als die jetzt beobachtete, demnach kann Schmelztemperatur vielleicht bei 80 km, vielleicht aber erst bei 200 km eintreten, unter Berücksichtigung der Schmelzpunktserhöhung in der Tiefe; möglich ist auch, daß jene Zahl noch etwas zu erhöhen sein wird [1]), sichere Daten fehlen leider.

Steigen des Schmelzpunktes mit dem Druck. Körper, welche sich beim Schmelzen ausdehnen, erhöhen unter Druck ihren Schmelzpunkt. Barus [2]) hat experimentell nachgewiesen, daß bei Diabas der Schmelzpunkt pro Atmosphäre um 0,025° ansteigt. Bei 10 000 Atm. Druck, was einer Schicht von 37 500 m entspricht, würde der Schmelzpunkt dieses Gesteins 1100° + 250° sein. Dieser Schluß ist aber nicht streng richtig, weil mit Druckerhöhung die Temperatur nicht dem Verhältnisse nach steigt, der berechnete Punkt ist daher bedeutend höher als der wirkliche. G. Tammann [3]) hat durch Versuche bei verschiedenen leicht schmelzbaren Substanzen konstatiert, daß die Zunahme des Schmelzpunktes sich bald verringert. Für die hier in Betracht kommenden Silikate ist die Schmelzkurve, welche die Abhängigkeit des Schmelzpunktes von der Temperatur gibt, nicht bekannt, wir wissen aber, daß die Kurve sehr steil verlaufen muß.

Der Wert, um den der Schmelzpunkt steigt, verringert sich bei hohem Druck, und er erreicht bald ein Maximum, den maximalen Schmelzpunkt, dann biegt die Kurve um, und der Schmelzpunkt nimmt wieder ab. Sehr wichtig wäre nun, den maximalen Schmelzpunkt und den dazu gehörigen Druck näher zu kennen. Tammann hat bei einer Substanz, dem Dimethyläthylcarbinol, experimentell den Schmelzpunkt, der dem Maximum entspricht, erreichen und auch den dazu gehörigen Druck messen können, er betrug nur 4750 Atm. Für Kohlensäure berechnet er den Druck von 13 000 kg.

Die früher erwähnte Schmelzpunktserhöhung ist bei verschiedenen Substanzen natürlich nicht gleich, aber sie liegt bei

---

[1]) C. Doelter, Zur Physik des Vulkanismus, Wien. Akad. 1903. **112**, 981.

[2]) Phil. Mag. V. **35**, 173 (1893).

[3]) Kristallisieren und Schmelzen, 1903, S. 184 ff.

allen untersuchten Körpern zwischen 0,009 und 0,03°. Für das Magma (bei dem auch noch das Wasser in Betracht kam) haben wir keine Daten, und wir wissen nicht, ob der maximale Schmelzpunkt bei 40 000 Atm. oder erst bei 100 000 liegt, demnach könnte auch das Maximum des Schmelzpunktes schon bei 200° über jenem bei 1 Atm. liegen, vielleicht aber erst 500° und darüber. Bezüglich der Tiefe, bei welcher der maximale Schmelzpunkt erreicht wird, so kann sie zwischen 150 bis 300 km schwanken, es dürfte aber erstere Zahl eher der Wahrheit nahe kommen. Demnach kann die Erdrinde bis 100 km fest sein, aber bei 300 km höchstens muß Schmelzung eintreten. Das Magma liegt also nicht so tief, als man ursprünglich annahm. Viele Geologen nahmen früher ebenso wie Physiker an, die Erde sei ganz fest, teilweise weil sie eine kontinuierliche Erhöhung der Schmelztemperatur annahmen, teils weil sie eine dünne Erdrinde als unmöglich darstellten. Wir wissen jetzt, daß es einen maximalen Schmelzpunkt gibt, und daß daher bei einer näher noch nicht bekannten Tiefe das Erdinnere flüssig sein muß, und wir wissen bezüglich des Zustandes dieses flüssigen Magmas, daß dasselbe ungemein zähe ist und sich daher in vielen Punkten von den festen Körpern wenig unterscheidet. Jedenfalls wäre ein allmählicher Übergang zwischen festem starrem Zustand und dem zähflüssigen anzunehmen [1]).

Es wäre wohl von Wichtigkeit zu erfahren, in welcher Tiefe der maximale Schmelzpunkt liegt, aber wir haben eben gesehen, daß man sehr weite Grenzen erhält. Ganz vor kurzem hat noch J. L. Vogt die Behauptung aufgestellt, daß die Angaben von Barus nicht richtig seien, da er in der bekannten Formel, welche das Wachsen der Temperatur mit dem Drucke angibt [2]), die Schmelzwärme fünfmal zu hoch angenommen habe, demnach würde die Zunahme pro 1 Atm. Druck für die Schmelztemperatur 0,005° betragen. Daß die Barusschen Werte zu hoch seien,

[1]) Arrhenius, Kosmische Physik I.

[2]) Diese Formel lautet

$$\frac{dT}{dp} = \frac{(v - v_1)\,T}{q},$$

worin T die absolute Temperatur, q die Schmelzwärme, v, v_1 die Volumina des festen und flüssigen Körpers bezeichnen (vgl. C. Doelter l. c., S. 682).

ist schon früher erwähnt worden, ob aber die Vogtsche Berechnung richtig ist, ist auch zweifelhaft, hier könnten nur direkte Versuche einen Beweis liefern [1]).

Vulkanische Herde.

Die Frage, welche sich unmittelbar an das eben Behandelte knüpft, ist die: Ist dermalen eine Kommunikation des feurig-flüssigen Erdinnern mit der Oberfläche noch möglich? Die Antwort kann insofern verneint werden, als eine direkte Verbindung wenig wahrscheinlich erscheint, daß aber andererseits, wenn jede Kommunikation abgeschnitten wäre, der Vulkanismus wohl unmöglich wäre. Wenig wahrscheinlich ist es allerdings, daß Magma direkt aus Tiefen, die doch 150 bis 300 km tief liegen müssen, durch eine direkte Spalte zu uns aufsteige; die Tiefe der Vulkanherde dürfte doch keine so bedeutende sein. Es wird zu unterscheiden sein zwischen den direkten Vulkanherden, welche aber schon sekundäre sind, und dem eigentlichen feurig-flüssigen Erdinnern, dem primären Vulkanherd. Unter den Sedimentschichten, deren Dicke auf 25 bis 35 km geschätzt wird, liegt wahrscheinlich altes eruptives Magma, das Produkt der ersten Vulkaneruptionen, das wahrscheinlich sehr leicht und quarzreich war, daher mit Granit oder Gneis Ähnlichkeit haben wird. Darunter wird eine Schicht Magma liegen, die wegen des durch Druck erhöhten Schmelzpunktes, der noch nicht der maximale ist, fest sein kann.

Stübel vertritt namentlich die Ansicht von der Existenz einer Panzerdecke, welche eine Dicke von 50 km hat, und welche jede Kommunikation des Erdinnern mit der Oberfläche unmöglich macht. Er denkt sich eine Periode in der Erdbildung, in welcher der Vulkanismus seine Höhe erreichte; diese Periode muß lange vor der Bildungszeit der azoischen Formation gelegen sein. Damals wurde so viel vulkanisches Material geliefert, daß jede Verbindung mit dem Erdinnern aufhören mußte. Die logische Folgerung wäre allerdings, daß der Vulkanismus dann aufhören sollte. Stübel glaubt aber, daß in dieser Panzerdecke Magmareste übrig geblieben sind, welche auch heute noch flüssig sind.

[1]) Die Silikatschmelzlösungen II. Christiania 1904, S. 210.

Die Gegenwart einer solchen Panzerdecke oder, was dasselbe ist, einer Schicht festen Magmas unter der ersten Erstarrungskruste ist nun gewiß möglich, aber in einer solchen Tiefe, die gewiß 100 km übersteigt, ist die Temperatur nahe dem Schmelzpunkt, und bei jeder Druckverminderung durch Entlastung oberer Schichten muß dieser Punkt erreicht werden, wir haben dann flüssiges ausbruchsfähiges Magma.

Zur Erklärung des Vulkanismus brauchen wir also in einer bestimmten Tiefe Magma, welches sich in der Nähe des Schmelzpunktes oder darüber befindet, und wir brauchen Druckentlastung, und zwar nicht gerade eine bedeutende, auch eine teilweise genügt, da ja dadurch der Schmelzpunkt erniedrigt wird. Durch dieses kann nun die feste Magmaschicht flüssig werden, die Gase reißen es mit, das flüssige untere Magma schiebt nach, und Magma mit Gasen geschwängert kommt in oberflächliche Teile. Die notwendige teilweise Druckentlastung wird durch tektonische Vorgänge in der Erdrinde gegeben. Man muß außerdem noch berücksichtigen, daß das flüssige Magma und seine Gase korrodierend wirken. Die Gase wirken wie eine Lötrohrflamme.

Die peripherischen Vulkanherde.

Wie wir uns auch das Erdinnere denken, ob nun die Verbindung mit dem primären Herde ganz aufgehoben, ob sie durch tektonische Vorgänge noch möglich ist, oder ob die Magmabassins noch in Verbindung mit dem feurig-flüssigen Innern sind oder vor kurzem waren, jedenfalls haben wir, und darin sind wohl die meisten Vulkanologen einig, eine Anzahl von Magmabassins in einer Tiefe zwischen 20 bis 100 km anzunehmen [1]). Man hat Versuche gemacht, die Tiefe der Vulkanherde zu berechnen, aber hier ist alles hypothetisch, immerhin werden zumeist Tiefen von über 50 km erhalten, z. B. für den Krakataua, dagegen berechnet de Lorenzo für den Monte Nuovo eine sehr

[1]) Meiner Ansicht nach muß, wenn die Verbindung der peripherischen Herde mit den tieferen Schichten aufgehoben wäre, doch nach einiger Zeit totale Erstarrung eintreten, es wäre denn, daß man sie in große Tiefe versetzt, dann sind sie eben keine peripherischen.



geringe Tiefe, weniger als 1300 m, Sabatini[1]) 15 bis 60 km, also sehr weite Grenzen; man wird aus den ausgeworfenen Massen den Schluß ziehen, daß große Vulkane aus größeren Tiefen stammen, und das wäre für die großen Vulkane, wie Ätna, Teneriffa usw., der Fall. Natürlich drängt auch das Magma solcher Herde nach aufwärts, und wenn oberhalb sich Öffnungen ergeben, so werden diese vom Magma ausgefüllt; ist die expansive Kraft sehr groß und der Widerstand geringer, so erfolgt die Explosion. Die geographische Anordnung der Vulkane weist auf Spaltenbildung in der festen Erdrinde, wodurch im Innern der Druck vermindert, die feste Magmaschicht flüssig wird und nun das Magma auch des primären Herdes einem geringeren Drucke ausgesetzt ist.

Der primäre zentrale Herd ist allerdings nur ein hypothetischer, aber wir können uns die eigentlichen (sekundären) Magmaherde doch nur als eine Folge der ersten denken. Die Ansichten gehen aber insofern auseinander, als die einen eine Verbindung beider jetzt nicht mehr für möglich erachten, während andere eine solche noch annehmen. In keinem Falle kann aber eine geradlinige Spalte gedacht werden, sondern es werden viele vertikale und horizontale Spalten sein, durch die eventuell eine Kommunikation möglich wäre; die näheren Umstände der Aufsteigung vom Magma aus dem Erdinnern sind uns natürlich unbekannt.

Wenn in den festen Schichten Druckentlastung erfolgt, so muß dies auch nach unten wirken, der Druck wird geringer, und das Magma kann eine Bewegung nach oben machen, ohne deshalb sofort an die Oberfläche zu gelangen. Auf diese Weise könnte Magma dann in vorhandene Hohlräume stürzen und die peripherischen aber sekundären Magmaherde bilden, die jetzt die eigentlichen Vulkanherde sind.

Beim Aufsteigen derjenigen Magmateile (Panzerdecke), die sehr tief liegen, etwa unter 100 km, wird aber das Aufschmelzen des Daches in Betracht kommen; in höheren Schichten, wo das Magma bereits eine geringe Temperatur angenommen hat, wird dasselbe aber sehr gering sein können, in größeren Tiefen kann aber die schmelzende Wirkung eingedrungenen Magmas sehr groß sein (vgl. S. 113).

---

[1]) Osservazioni sulla profonditá d. focolari vulcanici. Rom 1902.

Stübel nimmt an, daß die peripherischen Vulkanherde nicht mehr mit dem Magma im Innern der Erde in Zusammenhang stehen, sondern daß sie seit den ältesten geologischen Perioden von demselben abgeschnitten sind. Es ist dies aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich; es wäre vor allem kaum zu erwarten, daß diese Reservoirs in diesen überaus langen Zeiträumen eine höhere Temperatur als ihre Umgebung sich erhalten konnten, sie waren gewiß ebenso fest geworden wie letztere. Dann wäre aber eine Erschöpfung dieser Reservoirs auch anzunehmen, und die vulkanische Tätigkeit müßte seit jenen ältesten Formationen allmählich sich vermindert haben, was aber im Hinblick auf die sehr bedeutende vulkanische Tätigkeit in der Tertiärzeit sehr unwahrscheinlich ist; diese Periode war aber sicher eine jener Katastrophenzeiten Stübels. Namentlich dies ist ein Grund gegen die Stübelsche Hypothese; sie erklärt nicht die Periodizität der vulkanischen Erscheinungen, das wiederholte Abnehmen und Wiederaufleben zu gewissen Formationsepochen.

Es wird natürlich von der Tiefe, in welcher heute noch Magma vorhanden ist, abhängen, ob solches noch auf die Oberfläche dringen kann. Würde man mit Arrhenius annehmen, daß schon in einer Tiefe von 40 km glutflüssiges Magma vorhanden ist, so liegt eine Schwierigkeit, daß dasselbe aufdringe, wohl nicht vor, aber diese Zahl dürfte denn doch zu niedrig gegriffen und unter 100 km wohl kein flüssiges Magma zu finden sein.

Was nun die Magmareservoirs anbelangt, so ist natürlich ihre Existenz eine hypothetische. Immerhin könnte man annehmen, daß solche dadurch entstanden sind, daß nach der Bildung einer festen Kruste (Panzerdecke) Überreste des Magmas flüssig bleiben, was aber sehr unwahrscheinlich ist, da der Grund nicht ersichtlich ist, warum einzelne Teile des Magmas ein so verschiedenes Verhalten zeigen sollten gegenüber den anderen. Eine wahrscheinlichere Ansicht ist die, daß das Magma nach außen tendiert und dünne Spalten in der fest gewordenen Erdkruste benutzt, um etwaige Hohlräume, die peripherisch gelegen sind, auszufüllen. Man kann sich dann denken, daß die Kommunikation des im Innern der Erde befindlichen Magmas mit dem Reservoir, welches in der Nähe der Oberfläche sich befindet, durch verschiedene Ursachen, namentlich durch Bewegungen im Festen

verlegt wird. Es ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, daß die Kommunikation des Reservoirs mit dem flüssigen Innern noch besteht und daß bei Entleerung des Reservoirs vom glutigen Innern Nachschübe erfolgen. Bei Vulkanen, die durch lange Perioden tätig waren, dürfte dies wahrscheinlich der Fall sein. Demnach wird also keine direkte Kommunikation zwischen Oberfläche und primärem Herde existieren, wohl aber zwischen diesem und den sekundären Herden.

Gegen die Möglichkeit, daß Magma aus dem Erdinnern durch Bewegungen der festen Rinde und dadurch verursachte Bildung von Spalten an die Oberfläche stiege, sprechen sich manche Geologen aus, als Hauptgründe werden angeführt die bedeutende Dicke der Erdkruste und die latente Plastizität der tieferen Teile der festen Kruste. Was die Dicke der Erdkruste anbelangt, so wissen wir darüber sehr wenig. Die neueren physikalisch-chemischen Anschauungen führen indessen zu der Ansicht, daß es nicht notwendig ist, wie viele Geologen meinten, eine feste Erdkruste von 500 bis 1000 km anzunehmen, was wegen des maximalen Schmelzpunktes auch schwer möglich wäre.

Warum sollte nun Magma nicht in der geschilderten Weise allmählich die feste Erdkruste in einer Dicke von 100 bis 150 km durchbrechen können, oder wenigstens in die auch von den Gegnern der Ansicht einer Kommunikation mit dem Erdinnern angenommenen Reservoirs gelangen, die etwa 20 bis 60 km tief gelegen sein sollen?

Als Grund dafür wird die latente Plastizität der tieferen Schichten angeführt, insbesondere haben sich Löwl, Günther und andere dafür ausgesprochen, daß Spalten im Erdinnern nicht denkbar seien, da sie sich sofort, ehe Magma in dieselben aufdringen kann, wieder schließen müssen. Nun ist allerdings wahrscheinlich, daß unter sehr hohem Druck die Körper plastisch werden, dann wären so tiefe direkte Spalten nicht denkbar. Die Plastizitätsgrenze kann aber sehr tief liegen. Bis jetzt ist experimentell eine solche latente Plastizität ohne Temperaturerhöhung nicht erreicht worden. Wir kennen daher die Druckgrenze, welche notwendig ist, um die Plastizität zu erreichen, nicht, sie muß aber bei sehr hohen Drucken liegen; es ist daher nicht unmöglich, daß Spalten tief in das Erdinnere reichen, und da dort der Druck sich vermindert, müßte an jenen Stellen auch die Plastizität auf-

hören, abgesehen davon, daß dort ein Aufsteigen durch korrodierende Wirkung dann möglich ist; in tieferen Schichten spielt jedenfalls die Korrosion des flüssigen Magmas bzw. die Wirkung der Gase auf das feste Magma eine Rolle, und wir brauchen, wie wiederholt erwähnt, nur teilweise Druckentlastung, keine bis in jene Tiefen reichende Spalten.

V. Graber[1]) meint, daß es keiner Spalten zur Bildung von Gängen bedarf, und stellt sich vor, daß z. B. bei dem Monte Venda, wo radiale Gänge beobachtet sind, durch die mächtigen Vorstöße hoch gespannter Dämpfe rings um die Zentralstelle die Kruste radial gelockert wurde; es genügt also ein „präparierter erschüttert gewesener Boden".

Nach Milch[2]) ist zur Erklärung der großen Häufigkeit von Tiefengesteins-Massiven in gefalteten Gebirgen nicht notwendig anzunehmen, daß Spalten von den oberflächlich gefalteten Teilen der Erdrinde bis in das Innere hinabreichen müssen, der Druck kann Magma auf den Gebieten verminderter Dichtigkeit emporpressen. Aus Schweremessungen geht hervor, daß die unter den Faltenbiegungen liegenden Partien gelockert sind; fast alle Faltengebirge zeigen Dichtigkeitsverminderungen (vgl. Hilmert, Die Schwerkraft im Hochgebirge, Berlin 1890). Der „Massendefekt", die Dichteverminderung ist unter den höchsten Bergen am größten. Nach K. Lossen weisen die Lotablenkungen auf das Vorhandensein gewaltiger basischer Eruptivgesteine hin.

Das Aufdringen des Magmas ist also notwendig zur Erklärung des Vulkanismus, und das Magma hat nach dem Vorhergehenden die Tendenz, an die Oberfläche zu gelangen, wenn die partielle Druckentlastung eintritt. Es hat ferner die Tendenz, Hohlräume sofort auszufüllen, und es kann wohl auch selbst solche bilden. Das primäre Magma gelangt also an gewissen Stellen in eine größere Nähe der Oberfläche und bildet dort sekundäre Vulkanherde, in den oberen Teilen können die soeben berührten Verhältnisse zur Geltung kommen.

Man hat auch den Vulkanismus bei Annahme einer festen Erdkugel erklärt. Reyer nimmt an, daß, wenn sich an der Oberfläche Spalten bilden, das feste Magma flüssig wird und

---

[1]) Centralbl. f. Miner. usw. 1903, S. 381.

[2]) Ebenda 1903, S. 445.

infolge der Expansion der Gase aufsteigt. Die verschiedenen Hypothesen: 1. festes Magma, 2. flüssiges bei 40 km, 3. flüssiges bei 100 bis 300 km erlauben schließlich alle den Vulkanismus durch Aufsteigen des Magmas zu erklären. Aber wenn wir eine sehr große Tiefe des flüssigen Magmas annehmen, so ist es natürlich schwerer anzunehmen, daß eine Kommunikation noch stattfindet, denn direkte Spalten können wir uns nicht in solchen Tiefen denken, welche Hypothese wir auch nehmen; eine solche explosive Kraft, die eine Erdschicht von über 150 km aufreißen könnte, ist nicht recht denkbar.

Ursachen des Aufdringens des Magmas.

Auch über die Ursachen, warum Magma aufdringt, sind die Ansichten verschieden. Das Magma ist mit Gasen geschwängert, unter denen H_2O die Hauptrolle spielt. Bei der hohen Temperatur des Magmas muß dieses wie eine Löthrohrflamme schmelzend einwirken und etwaiges festes Magma schmelzen, die korrodierende Kraft wird bei hohem Druck gering sein. Wenn aber durch tektonische Vorgänge Magma nach oben gepreßt wird, so wird es die oberen Schichten leichter durchschmelzen, und so kann es allmählich weiter nach oben wandern.

Die Anordnung der Vulkane nach Spalten macht es wahrscheinlich, daß die Hauptursache des Aufsteigens des vulkanischen Magmas durch die Spaltenbildung von der Oberfläche her verursacht wird. Ob diese Spalten sehr tief reichen, wissen wir nicht, es ist aber zur Vulkanbildung auch nicht nötig, denn an jenen Stellen, wo sich Spalten bilden, wird der Druck bedeutend vermindert, so daß auch weiter in die Tiefe festes Magma noch flüssig werden kann, es findet dann ein schnelles oder auch langsames Aufrücken des Magmas statt, bis die Spalte erreicht ist. Hierbei kann auch die Durchschmelzung noch eine Rolle spielen.

Stübel hat eine andere Theorie aufgestellt, welche sich auf das Vorhandensein von monogenen Vulkanen stützt, die durch eine einmalige, höchstens zwei große Eruptionen entstanden sein sollen; er vertritt die Ansicht, daß die Vulkane peripherischen getrennten Herden ihre Entstehung verdanken. Es ist nun nach dem Vorhergehenden wahrscheinlich, daß die Vulkanherde jener

Art, aus denen nur eine Eruption erfolgt, nicht sehr tief unter der Erde liegen, und daß wir von peripherischen Herden sprechen können; diese sind eben schon sekundäre Herde, welche dadurch entstanden sind, daß das Magma bis unter oder in die Sedimentschichten aufgedrungen ist. Solche peripherische Herde können nun gewiß auch monogene Vulkane erzeugen, die aber durchaus nicht so häufig sind, wie Stübel glaubte. Weder Vesuv noch Ätna sind monogene Vulkane, es wird eher der monogene Vulkan ein Ausnahmefall sein; denn die Vulkanberge bilden sich im allgemeinen durch viele Eruptionen und nicht durch eine einzige[1]).

Stübel denkt sich auch die vulkanischen Herde voneinander ganz isoliert; das mag nun in einigen Fällen auch wirklich so sein, der Ätnaherd braucht nicht mit dem des Vesuvs oder mit dem von Pantellaria zusammenzuhängen, und die petrographische Verschiedenheit weist darauf hin; in anderen Fällen ist aber das Gegenteil richtig, und man wird kaum annehmen können, daß einer Inselgruppe wie der der kanarischen Vulkane oder wie der der kapverdischen viele isolierte Herde entsprechen, sondern die Wahrscheinlichkeit ist doch die, daß jede dieser Gruppen einen Vulkanherd hat.

Eruptionsfähigkeit des Magmas.

Nach der Ansicht mancher Geologen soll die Eruptionsfähigkeit des Magmas in ihm selbst gelegen sein. Nies behauptete, daß die Silikate sich beim Erstarren ausdehnen, was aber, wie wir sofort sehen werden, nicht richtig ist. Das Magma könnte entweder selbst ausdehnungsfähig sein oder durch die Gase wirken. Nehmen wir an, wir wüßten nicht, ob eine Silikatschmelze sich beim Erstarren oder beim Schmelzen ausdehnt, so käme der Betrag in Betracht. Wir werden gleich sehen, daß der Unterschied der Volumina 5 Proz. oder höchstens 10 Proz. beträgt; eine solche Volumvermehrung konnte wohl Magma in Spalten hinaufpressen, aber kaum in der Lage sein, die Erdkruste, wenn auch nur eine überhangende Schicht von 40 km angenommen wird, zu sprengen.

[1]) Der von Stübel angeführte Vulkan von S. Vicente ist sicher kein monogener.

Auch das Entstehen von zylindrischen röhrenförmigen Kanälen, wie sie Branco[1]) annimmt, kann durch die Expansion des Magmas allein, falls eine solche eintritt, nicht allgemein erklärt werden.

Verhalten des vulkanischen Magmas beim Erstarren. Silikate gehören zu denjenigen Körpern, welche beim Schmelzen eine Volumvermehrung zeigen; mit Sicherheit kennen wir nur zwei Körper, Wasser und Wismut, die ein entgegengesetztes Verhalten zeigen. Für Silikate geht aus Versuchen von Barus hervor, daß tatsächlich der normale Fall vorliegt, ferner sind geschmolzene amorphe Silikate leichter wie kristallisierte, und wir haben genügend Versuche von Deville, Rammelsberg, G. Bischoff und anderen, welche uns darüber belehren. Auch Tammann kommt zu dem Resultate, daß Silikate sich beim Schmelzen ausdehnen.

Nach den neuesten Untersuchungen von Moissan[2]) hat wohl mit Kohlenstoff gesättigtes Eisen die Eigenschaft, sich beim Erstarren auszudehnen, nicht aber reines Eisen.

Ich habe ferner durch Schwimmversuche die Dichte des flüssigen Magmas zu eruieren versucht, wobei allerdings die unbekannte Dichte der Schwimmkörper bei 1100 bis 1200° nicht berücksichtigt war; da aber durch die nach oben strömenden Gase, sowie durch die Bildung einer Glashaut entgegengesetzte Fehlerquellen entstehen, so dürfte der wirkliche Fehler kein großer sein, man kann übrigens die Korrektur vornehmen. Meine Daten sind:

	Dichte des festen Körpers	Dichte des flüssigen Körpers	Dichte der erstarrten Schmelze
Augit	3,29—3,3	2,92	2,92—2,95
Limburgit	2,83	2,55—2,568	2,55—2,568
Ätnalava	2,83	2,586—2,74	2,71—2,75
Nephelinit	2,735—2,745	2,70—2,75	2,686

[1]) Die Ursache der Maare, Explosionskrater, dürfte in plötzlicher massenhafter Dampfentwickelung liegen, bei welcher auch das Oberflächenwasser (vadose Wasser) eine Rolle spielt, auch könnte der Gasdruck beim Erstarren herbeigezogen werden.

[2]) Compt. rend. **140**, 185 (1905).

Daly[1]) hat übrigens die Dichte der einzelnen Minerale für 1400⁰ berechnet, und es ergibt sich daraus, daß unter Berücksichtigung der Korrektur die Dichte des flüssigen Körpers jedenfalls kleiner ist als die des festen. Demnach kann das Silikat sich nur beim Schmelzen, aber nicht beim Erstarren ausdehnen. Eher wäre es denkbar, daß festes Magma der sogenannten Panzerdecke, wenn eine Druckentlastung durch Spalten stattfindet, sein Volumen durch Schmelzen ausdehnt und so zur Hebung des Magmas beiträgt, also gerade der umgekehrte Vorgang, der Übergang vom festen in den flüssigen Zustand, könnte vulkanische Eruptionen erzeugen.

Wie ändern sich nun die Verhältnisse unter höheren Drucken? Die Diskussion der S. 3 angeführten Formel würde nun zeigen, daß beim maximalen Schmelzpunkt $v = v_1$ ist, daß dann keine Änderung des Volumens eintritt, und daß bei noch mehr erhöhtem Druck die Verhältnisse sich ändern und daß dann das Magma beim Erstarren sein Volumen vergrößern würde; aber bei den steigenden Temperaturen des Erdinnern ist es dort überhaupt ausgeschlossen, daß Magma erstarrt, abgesehen davon wäre der Betrag der Ausdehnung ein zu geringer. In denjenigen geringeren Tiefen aber, in welchen die peripherischen Herde liegen sollen, kann Erstarrung keine Volumveränderung herbeiführen.

Verhalten der Gase. Das Magma ist mit Gasen gesättigt, beim Erstarren tritt Entwickelung der Gase ein, worauf Fournet im Jahre 1834 aufmerksam machte[2]). Hier kann der Gasdruck der im Magma eingeschlossenen Gase bei fallender Temperatur steigen. Bei hohen Salzkonzentrationen wird Salz aus einer Lösung bei fallender Temperatur auskristallisieren und der Dampfdruck steigen. Chlorcalcium ($CaCl_2 + 6\,H_2O$) zeigt bei 28,5⁰ ein Tensionsmaximum; wenn dasselbe sich oberhalb dieser Temperatur abkühlt, so steigt die Tension.

Es kann also durch den steigenden Gasdruck bei Erstarren Explosion stattfinden, aber das ist nur dort denkbar, wo Magma bereits in große Nähe der Oberfläche gelangt ist.

---

[1]) American Journ. of sc. 1902; vgl. G. Tammann, Kristallisieren und Schmelzen, S. 49.

[2]) Vgl. Reyer, Physik der Eruptionen. Wien 1877.

Beim Erstarren wird auch Wärme frei, wodurch das Volumen der Gase vergrößert wird, das Wiedererglühen erstarrender Lava ist auf jene Wärmeabgabe zurückzuführen. Es wäre aber verfehlt, der doch nicht bedeutenden Tensionsvermehrung der Gase die bedeutenden Erscheinungen bei der Vulkanbildung zuzuschreiben, wie das geschehen ist[1]), dagegen können Nebenerscheinungen, wie die Bildung sekundärer Krater, vielleicht kleiner Vulkane oder die Bildung von Explosionskratern, Maaren dadurch entstehen.

Die Gasexhalationen nach der Eruption sind jedenfalls auf solche Vorgänge zurückzuführen, hierbei spielt auch das Verhalten der Kieselsäure zu dem Wasser bei verschiedenen Temperaturen, auf welches Arrhenius aufmerksam gemacht hat, eine Rolle. Wasser ist bei 1000° eine starke Säure, die die Kieselsäure aus ihren Verbindungen verdrängen kann, beim Abkühlen tritt der umgekehrte Prozeß ein, Wasser wird frei.

Was nun die Rolle des Wassers bei der Entstehung eines Vulkans anbelangt, so geht die frühere Ansicht dahin, daß das oberflächliche Wasser — das vadose Wasser — notwendig ist zur Erzeugung eines Vulkans, welche Ansicht auch Arrhenius heute noch vertritt. Es genügt jedoch das Verhalten der Gase bei verschiedenen Drucken, um den Vulkanismus zu erklären, und jedenfalls kann bei dem Aufdringen des Magma aus tieferen Schichten dieses vadose Wasser keine Rolle spielen. Der Vulkanismus als kosmische Erscheinung[2]) spielt sich unabhängig von dem Wasser des Meeres ab. Wenn aber Magma in größere Nähe der Erdoberfläche gelangt ist, so kann der Wasserdampf, der durch das Eindringen des vadosen Wassers bis zu dem Magma erzeugt wird, immerhin eine Rolle spielen, und zur Erneuerung der Vulkaneruptionen wird er jedenfalls beitragen.

Für diese Frage ist die Permeabilität der Gesteine für Wasser von Wichtigkeit. In den uns zugänglichen Schichten ist diese gewiß vorhanden, und sie wird sich jedenfalls so weit erstrecken, als flüssiges Wasser im Innern noch denkbar ist. Aber auch in Dampfform kann Wasser in die Gesteinsschichten eindringen, ebenso wie diese für Gase teilweise durchlässig sind.

---

[1]) E. Baur, Chemische Kosmographie, S. 86 (1903).
[2]) G. Tschermak, Sitzungsber. d. Wiener Akademie 75, 1875.

Eine Frage, welche für das vulkanische Magma von Wichtigkeit ist, wäre die, ob das im Magma enthaltene Wasser, sowie die Gase dissoziiert sind. Der Dissoziationsgrad steigt mit der Temperatur und fällt mit dem Druck, für CO_2 ist nach den Daten von H. Le Chatelier anzunehmen, daß in den Vulkanherden keine oder nur sehr geringe Dissoziation eingetreten ist, da Kohlenoxyd sich in Vulkanen nicht zeigt; allerdings könnte die Wiedervereinigung der dissoziierten Bestandteile auch wieder im Kraterschlote stattfinden. Demnach würde bei größerer Tiefe wahrscheinlich der Druck derartig wirken, daß der Dissoziationsgrad zuerst geringer würde, da die Temperatur nicht sehr hoch ist. Dagegen wäre es aber möglich, daß in sehr großen Tiefen, wo die Temperatur eine enorme ist, doch die Gase und das Wasser dissoziiert sind, Bestimmtes wissen wir hierüber nicht [1]).

Während man früher geneigt war, Gebirgsbildung und Vulkanismus in direkte Verbindung zu bringen, ist dies heute zum Teil weniger der Fall. Rothpletz [2]) ist geneigt, die Perioden der Gebirgsbildung und diejenigen, in denen der Vulkanismus eine Hauptrolle spielt, eher zu sondern, und er erklärt dies damit, daß zur Zeit der Gebirgsbildung kein Vulkanismus wahrscheinlich ist, sondern erst nach einer solchen Periode.

Weinschenk bemerkt indessen, daß die intensiven dynamischen Prozesse, welche mit der Gebirgsbildung verknüpft sind, mächtige Massen in Schollen zerbrechen, den Zusammenhang der Schichtenfugen lösen und schwache Stellen schaffen, in denen die schmelzflüssigen Materialien hervordringen können. Der Schmelzfluß drängt die Schichten auseinander, hebt sie empor. In Schiefergesteinen können durch langsames Hineinpressen der sogenannten Fächerschichten die Massive entstehen. Das Magma wird in die Basis des Gebirges, welches stärker gepreßt ist, hinaufgepreßt, wobei sich die Ausbauchung der Schiefer bildet, wie dies z. B. am Montblanc der Fall ist.

Die Lagerung der Stoffe im Erdinnern. Eines steht fest, die Dichte kann im Erdinnern nicht dieselbe sein wie an der Oberfläche, sie muß wachsen mit der Entfernung von dieser.

---

[1]) Vgl. Schröder, Pogg. Ann. **129**, 493 (1866).
[2]) Sitzungsber. d. bayer. Akad. 1903.

Aus Arbeiten von Hilmert folgerte Penck, daß trachytische Gesteine in einer Tiefe von 100 km und Basalte etwa in der doppelten Tiefe anzutreffen wären. Ob dies richtig ist, läßt sich natürlich nicht sagen, immerhin ist es wahrscheinlich, daß schon in dem ersten Stadium der Erdbildung, als die Körper sich im gasförmigen Zustande befanden, welcher wohl im Erdinnern noch heute denkbar ist, eine Trennung nach dem spezifischen Gewicht der Gase stattgefunden hat, und daß daher die schwereren Stoffe sich im Innern lagerten [1]).

Sehr wichtig ist die Arbeit Wiecherts [2]) über die Massenverteilung im Innern der Erde. Er wendet sich gegen die Ansicht, als sei die Dichtevermehrung nur eine Folge der Druckzunahme, und hält die Verschiedenheit des Materials in verschiedenen Teilen des Erdinnern für maßgebend; die Erdschichten führen nach ihm um so mehr Eisen, je tiefer sie liegen. Er schließt auf die Anwesenheit eines Eisenkernes, glaubt aber, daß dieser fest sei. Milne findet eine geringere Schalendecke als Wiechert, nämlich $^1/_{20}$ des Erdradius. Gestützt auf Milne meint W. Láska [3]), daß die Erde nicht aus einem nahezu homogenen Kern und einer ebensolchen Schale bestehen kann, sondern eine Kontinuität darstellt.

Temperatur der Lava. Die Lava enthält auch an der Oberfläche noch Wasser und andere den Schmelzpunkt erniedrigende Körper, wenn auch in nur geringer Menge; aus den wenigen Beobachtungen, die vorliegen, scheint hervorzugehen, daß die Temperatur im Lavastrom viel geringer ist, als es der Schmelzpunkt der erstarrten Lava angeben würde. Nach einer Beobachtung am Vesuv hält sich die Temperatur des Lavastromes zwischen 1000 bis 1070°, während der Schmelzpunkt der erstarrten Lava über 1100° beträgt.

Silvestri [4]) machte die Beobachtung, daß Ätnalava einen Silberdraht nicht zum Schmelzen bringen konnte; es wäre dem-

---

[1]) Die Frage, ob Basalte eisenführend sind, ist noch nicht ganz gelöst, aber wahrscheinlich zu bejahen. Das im Basalt von Ovifak gefundene Eisen konnte allerdings ein Meteoreisen sein, aber die nähere Untersuchung macht es doch auch möglich, daß es sich um heraufgerissenes Eisen handelt.

[2]) Göttinger gel. Nachr. 1897, S. 221.

[3]) Wien. Akad. Sitzungsber. 113 (1904).

[4]) Atti accad. Catania 1867, p. 150.

nach der Schmelzpunkt unter 960° gewesen, während der der erstarrten Lava zwischen 980 bis 1010° beträgt. Der Geologie von de Lapparent entnehme ich die Angabe von Bartoli, daß die Temperatur der Ätnalava von 1892 am nächsten Ausbruchsorte 1000° betrug.

Das Wasser der Lava trägt jedenfalls dazu bei, den Schmelzpunkt zu erniedrigen, ebenso wie die Mineralisatoren, letzteres kann man durch den Versuch leicht bestätigen. Bei Reyer[1]) findet sich die Beobachtung Bottis, daß Lavaschlacken, in einen tätigen Spratzschlund geworfen, fast gleich zerflossen, während sie im gewöhnlichen Feuer des Schmelzofens nach Spallanzanis Versuchen eine halbe Stunde und länger zur Verflüssigung brauchten.

Nur J. Roth war anderer Ansicht und meinte, wenn Wasser den Schmelzpunkt erniedrige, so würde das gewiß in der Technik zur Verwendung gelangt sein. Über den Grad der Abnahme des Schmelzpunktes als Funktion des beigemengten Wassers wissen wir nichts.

Temperatur der Vulkanherde. — Nehmen wir einen peripherischen Herd an, der 20 bis 60 km von der Oberfläche gelegen ist, und suchen wir nun aus der ausgeworfenen Lava seine Temperatur zu berechnen, ohne uns an die unsicheren Daten der geothermischen Tiefenstufe zu halten. Aus der Temperatur der Lava schließen wir, daß auch im Inneren des Herdes die Temperatur nicht viel mehr als einige hundert Grad darüber liegen kann; also z. B. bei dem Vesuvherd 1400 bis 1500°. Aus den Leuciten bzw. Olivinen in den Laven, welche sich in der intratellurischen Bildungsperiode bildeten, können wir einen Schluß auf die Temperatur des Herdes ziehen, da diese Mineralien, die bei etwa 1330° bzw. bei 1370° schmelzen, unversehrt sind, nun kann allerdings ihre Bildung schon in größerer Höhe stattgefunden haben, wodurch sich die Schmelztemperatur um nur 10 bis 20° erhöht, oder sie hat in großer Tiefe stattgefunden, dann muß, dem hohen Druck entsprechend, der Schmelzpunkt um 100 bis 160° erhöht werden, wir kommen so für beide Fälle auf eine Temperatur von 1400 bis etwa 1500°[2]).

---

[1]) Physik der Eruptionen, S. 84 (1877).

[2]) C. Doelter, Zur Physik des Vulkanismus, S. 12.

Auch aus der Korrosion der Kristalle lassen sich Schlüsse ziehen, das Magma hat bei seiner Schmelztemperatur nur geringe lösende Wirkung, erst bei 200° über dieser ist sie eine stärkere, dann müßte das Magma also mindestens 1250 bis 1300° gehabt haben, welche Temperatur sich dem Druck entsprechend erhöhen muß, wir kämen also wieder auf 1350 bis 1400°, vielleicht 1500°. Aus allem dem kann für den Vesuvherd 1400 bis 1500° als die wahrscheinliche Temperatur gelten. Für trachytische quarzführende Gesteine würden wir eine höhere Temperatur, vielleicht 1600 bis 1700°, als Maximum erhalten.

Wir haben noch weitere Anhaltspunkte in dem Nichtauftreten von Kohlenoxyd. Wäre die Temperatur des Ortes, dem CO_2 entstammt, etwa 3000°, so müßte sich Kohlenoxyd bilden und zwar bei 100 Atmosphären Druck nach den Daten von Le Chatelier 10 Proz.; bei 1500°, der wahrscheinlichen Temperatur des Herdes, bei 1 Atm. 1 Proz., bei 100 Atm. 0,2 Proz.

Es wäre von Interesse zu erfahren, ob saure Laven eine höhere Temperatur besitzen als basische, darüber liegen aber keine Beobachtungen vor; da nun der Schmelzpunkt der sauren Gesteine bedeutend (200 bis 300°) höher ist als der der basischen, so wäre dies wahrscheinlich, es kann aber der Schmelzpunkt durch größere Mengen von Wasser und Mineralisatoren herabgedrückt werden, und dies dürfte wohl der Fall sein, denn es ist nicht anzunehmen, daß der Schmelzpunkt der verschiedenen Magmen größere Verschiedenheit zeigt, da Unterschiede eher aus anderen Gründen wahrscheinlich sind, z. B. je nach der Tiefe der Spalten oder je nach der Schnelligkeit des Aufdringens; es werden die Unterschiede aber kaum von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängen. Bezüglich der Mineralisatoren scheint es, daß granitische Magmen solche in größerer Menge enthalten als basische, so sind gerade die akzessorischen Mineralien Turmalin, Scheelit und andere in jenen häufiger, wie sie auch Molybdän und Wolfram in Spuren enthalten.

Von Wichtigkeit wäre zu wissen, ob überhaupt die Temperatur der Tiefengesteine höher wäre als die der basischen effusiven, oder vielmehr, um wie viel höher sie war, denn daß beim Eindringen in Hohlräume das Magma eine höhere Temperatur hatte, als die Effusivgesteine sie an der Oberfläche zeigen, ist ja

sehr wahrscheinlich, da ja die Abkühlung eine viel raschere bei diesen war, außerdem wächst der Schmelzpunkt mit der Tiefe und mußte daher das Magma, um flüssig gewesen zu sein, eine höhere Temperatur besitzen.

Zweites Kapitel.

Die Erscheinungsformen der vulkanischen Gesteine.

Das vulkanische Magma kann entweder an die Oberfläche der Erde gelangen und wird dort die uns bekannten vulkanischen Erscheinungen hervorrufen, und Vulkanberge aufbauen, oder aber es dringt nicht bis zur Oberfläche auf, sondern erstarrt in gewisser Tiefe unter dem Druck der auf ihm lastenden Schichten. Es hat lange gebraucht, bis man sich von der ursprünglichen Anschauung, daß das Magma bis zur Oberfläche dringen muß, befreien konnte, obgleich schon vor vielen Dezennien die Ansicht, daß Magma in der Tiefe erstarren kann, geäußert wurde. Das Festhalten an jener Ansicht war zum Teil wohl auch dadurch veranlaßt, daß man die in der Tiefe erstarrten Gebilde, wie die Granite, lange Zeit für sedimentäre hielt und daß man andererseits die Eruptionskraft des Magmas, welchem man die Fähigkeit der Hebung ganzer Schichtenreihen zuschrieb, überschätzte.

Die vulkanischen Gesteine. — Das aus dem Erdinnern aufsteigende Magma wird also unter verschiedenen Bedingungen erstarren können, und das offenbart sich in der Struktur und im Habitus; so unterscheiden wir schon seit vielen Dezennien die plutonischen Gesteine mit vollkristalliner Struktur von den eigentlichen vulkanischen Gesteinen mit dichter, porphyrartiger, oft glasiger Struktur. Diese Unterscheidung ist also eine alte, aber ihre Ursache wurde verschieden gedeutet; nachdem man lange Zeit die vollkristallinen massigen Gesteine für wässerige Absätze

angesehen hatte, kam man später zur Überzeugung, daß wirkliche Eruptivgesteine vorliegen, wobei man aber die Unterschiede dem geologischen Alter zuschrieb, und man teilte die durch Vulkanismus entstandenen Gesteine in altvulkanische oder plutonische und eigentliche vulkanische oder neo-vulkanische ein.

Ein genetischer Unterschied existiert allerdings darin, daß das Wasser bei der Bildung der plutonischen Gesteine viel mehr Einfluß hat, daneben gewisse Stoffe, welche man Mineralisatoren nennt; aber beide Arten von Gesteinen entspringen dem vulkanischen Magma, und der Hauptunterschied liegt darin, daß die einen an der Oberfläche erstarren, die anderen in gewisser Tiefe.

J. Jukes[1] war der erste, welcher in deutlicher Form die Gesteine statt in jüngere und ältere, in solche einteilte, welche an der Oberfläche und solche, welche in der Tiefe sich bilden. E. Reyer[2] suchte die Unterschiede zunächst dadurch zu erklären, daß er die letzteren als Tiefseeeruptionen bezeichnete.

Er weist darauf hin, daß unter dem Drucke des Meeres gebildete Gesteine körnige Struktur erhalten. Er zeigte, daß in Predazzo die körnige Struktur bei dem Granit in den tieferen Schichten vorwiegt, während auf den hochgelegenen Partien die von Sigmund und mir gefundenen Glaseinschlüsse im Granit vorkommen[3]. Nachdem durch Michel-Lévy und andere auf die Verschiedenheit der Bildungsperioden der Porphyrbestandteile hingewiesen worden war, und die geologischen Untersuchungen mittlerweile die Bedeutungslosigkeit des Alters ergeben hatten, konnte der Rosenbuschsche Vorschlag, Tiefen- und Ergußgesteine zu unterscheiden, allgemeinen Anklang finden.

Bildung von vulkanischen Gesteinen unter dem Drucke des Meeres. — Im allgemeinen sind submarine Vulkaneruptionen, wie schon P. Scrope[4] 1825 bemerkte, den terrestrischen sehr ähnlich, aber die Gase entweichen um so weniger, je tiefer die Ausbruchsstelle liegt. Daher werden dann auch solche submarine Laven bedeutenden Flüssigkeitsgrad erhalten

---

[1]) The students manual of geology (1857).

[2]) Physik der Eruptionen (1877).

[3]) Das Auffinden dieser Glaseinschlüsse schreibt Reyer irrtümlich Mojsisovics zu.

[4]) Volcanos, p. 37.

und flache Ströme sich bilden. Stoppani[1]) ist ebenfalls dieser Ansicht. Das Magma kann nicht zerstäuben, daher sich auch kein Detritus bildet. De Stefani[2]) hat aber auf die große Leitfähigkeit des Wassers für Wärme aufmerksam gemacht, welche bewirkt, daß an der Oberfläche submariner Lavaströme sich Schlacken bilden können; das ist jedenfalls richtig, aber unter dieser oberflächlichen Schlackendecke werden sich Gesteine bilden, welche viel mehr vollkristallin sein werden als an der Luft erstarrte Laven.

Genetische Unterschiede zwischen Tiefen- und Effusivgesteinen. — Die Faktoren, welche die charakteristische Beschaffenheit der Tiefengesteine hervorbringen, sind namentlich die Abkühlungsgeschwindigkeit und die Anwesenheit der Mineralisatoren und des Wassers, wenig aber der Druck selbst. Die Frage, ob der Druck die Kristallisation begünstigt, wird später behandelt werden; dieser Einfluß scheint kein bedeutender zu sein. Hauptsächlich verhindert die langsame Abkühlung Bildung von Glas, die Anwesenheit von Wasser und von Mineralisatoren wirkt schmelzpunkterniedrigend, in einigen Fällen wohl auch reaktionsbeschleunigend, insbesondere wird auch die Viskosität der Schmelzen durch sie herabgemindert, infolgedessen wird die Kristallisationsgeschwindigkeit gefördert.

Einfluß des Druckes auf die Bildung von Tiefengesteinen. — Den größten Einfluß auf die Ausbildung der Tiefengesteine hat also das Wasser und die Mineralisatoren. Indessen kann vielleicht auch der Druck selbst wirken. Theoretisch soll der Druck die Kristallisation begünstigen, es scheint aber der quantitative Einfluß kein so großer zu sein, als man vermutete, denn C. Fr. Oetling erhielt bei fast 200 Atm. Druck auch Glas, der Einfluß der raschen Abkühlung war also größer als der des Druckes. In der Natur finden wir unter größerem Druck kein Glas (nur ausnahmsweise sind hin und wieder Glaseinschlüsse gefunden worden). Die Ursache kann aber eben so gut von den Mineralisatoren und dem Wasserdampf[3]), als dem Druck abgeleitet werden, und es ist wahrscheinlich, daß der letztere Ein-

[1]) Geologia (1873).

[2]) Boll. soc. geol. ital. **14**, 1 (1895).

[3]) Das oberflächliche Wasser der submarinen Eruptionen hat keinen Einfluß, es beeinflußt aber die säulenförmige Absonderung.

fluß weit geringer ist, was auch schon aus den Versuchen bei Gegenwart ersterer hervorgeht; es bildet sich bei solchen wenig oder kein Glas.

Die Rolle der Mineralisatoren. — Wenn man die künstlich erzeugten, rein aus ihrem Schmelzfluß erstarrten Minerale betrachtet, so findet man, daß diese Bestandteile der Laven sind, daß aber ihre Liste nicht vollständig mit der der Gesteinsbestandteile der Eruptivgesteine übereinstimmt, es fehlen die in der Tiefe gebildeten Mineralien: Quarz, Orthoklas, Albit, Hornblende, Glimmer, Granat. Diese Mineralien zersetzen sich entweder in ihrem Schmelzfluß, es tritt Spaltung ein und Bildung anderer Mineralien, wie bei den drei letzten, oder sie erstarren, wie die drei ersten, glasig. Die kristallisierten Phasen jener Mineralien sind bei der hohen Temperatur ihres Schmelzpunktes nicht mehr stabil, sondern nur weit unter diesem. Man kann aber auch jene Mineralien erzeugen, wenn man Schmelzmittel zusetzt, welche wir Mineralisatoren, oder eigentlich besser Kristallisationsagentien, Kristallisatoren nennen, durch sie wird die Bildungstemperatur ermäßigt, und man erhält die Mineralien kristallisiert. Es gelingt dies bei den drei erstgenannten durch Zusatz von Wolframsäure und wolframsauren Salzen, auch Molybdänsäure.

Bei Quarz muß man sehr weit unter seinen Schmelzpunkt von etwa 1600 bis 1700° herabgehen, da er sich aus Schmelzfluß über 900° nicht ausscheidet; es ist diese von Hautefeuille und mir bei vielen Versuchen gefundene Tatsache von Wichtigkeit, da sie zeigt, daß bei der Ausscheidung von Quarz die Temperatur nur 900 bis 950° betragen[1]) mußte; sein Stabilitätsfeld liegt unter dieser Temperatur. Bei Glimmer muß man Fluoride zusetzen, da dieses Mineral kleine Mengen von Fluor enthält, bei Granat setzt man Chloride zu, da auch hier die Erniedrigung des Schmelzpunktes eine bedeutende sein muß.

In den angeführten wichtigsten Fällen wirken also jene Schmelzmittel verschieden, zumeist sind sie Kristallisationsagentien, indem sie die Viskosität herabsetzen und dadurch die Kristallisationsgeschwindigkeit vergrößern, also als Reaktionsbeschleuniger

[1]) Bei höherem Druck würde diese Zahl sich erhöhen (vgl. Kap. X die Beobachtung von Lacroix an Quarzandesiten von Martinique).

wirken, als Katalysatoren[1]), oder, indem sie die Erstarrungstemperatur erniedrigen; in dem Falle des Glimmers bewirken sie neben den genannten Wirkungen noch eine chemische Reaktion.

Das Wasser wirkt ebenfalls schmelzpunkterniedrigend und die Viskosität verringernd, also wie die Mineralisatoren, seine Haupttätigkeit ist also keine chemische, sondern nur die Kristallisation beschleunigende, erst bei 1000° könnte, wie Arrhenius zeigte, auch eine chemische Wirkung (als Säure) eintreten.

Um die Wirkung der Mineralisatoren zu zeigen, stelle ich diejenigen Mineralien der Gesteine zusammen, die sich teils mit jenen, teils ohne sie bilden können.

Mineralien, welche sich nur unter Zuhilfenahme von Mineralisatoren bilden, sind: Albit[2]), Orthoklas[3]), Quarz, Granat, Hauyn, Epidot, Wollastonit, Hornblende[3]), Glimmer[4]).

Auf trockenem Wege aus Schmelzen gebildete Mineralien (zu ihrer Bildung bedarf es weder des Wassers noch der Mineralisatoren): Korund, Spinell, Magnetit, Apatit, Eisenglanz, Titanit, Olivin, Pyroxen, Kalknatron-Feldspate, Leucit, Nephelin, Meionit, Melilith, Sarkolith, Akermanit, Gehlenit.

Daß auch in der Natur wirklich Mineralisatoren, wie Wolfram, Bor, Fluor, Chlor, Molybdän usw. vorhanden waren, geht aus den in Graniten vorhandenen akzessorischen Mineralien Scheelit, Turmalin, Fluorit usw. hervor, Trenner[5]) hat übrigens im Granit der Cima d'Asta Mo und W direkt nachgewiesen, und Hillebrand fand in vielen amerikanischen Tiefengesteinen Spuren von diesen.

Die Menge der Mineralisatoren muß bei sauren Gesteinen eine weit größere sein als bei basischen und neutralen, denn die ersteren können ohne Mineralisatoren nicht entstehen, während

---

[1]) Vgl. C. Doelter, Physik.-chem. Mineralogie, S. 117.

[2]) Bezüglich Albit und Orthoklas ist zu bemerken, daß diese sich aus ihrer Schmelze nicht bilden, daß sie aber aus gemengten Schmelzen, die also einen anderen Schmelzpunkt und andere innere Reibung haben, manchmal entstehen können.

[3]) Hornblende ist nicht mit Sicherheit pyrogen nachgebildet. Bei Zuhilfenahme von Borsäure erhielt ich jedoch Kriställchen, die möglicherweise Hornblende sind.

[4]) Meiner Ansicht nach bildet sich kein Glimmer ohne Fluor. Auch bei dem Glimmer, den J. L. Vogt erhielt, dürfte das im Tontiegelmaterial vorhandene Fluor mitgewirkt haben.

[5]) Verh. geol. R. A. Wien 1903.

es uns unschwer gelingt, die anderen genau so synthetisch herzustellen, wie in der Natur. Wir haben aus der Zusammenstellung ersehen, daß namentlich Quarz, Orthoklas, Albit, Glimmer, Hornblende aus ihrem Schmelzflusse sich nicht kristallisiert erhalten lassen, daher können die Granite, die Quarzporphyre, die Rhyolithe, Trachyte nicht synthetisch aus ihrem Schmelzflusse erhalten werden.

Der größte Mineralisator ist das Wasser, das in der Natur die bedeutendste Rolle spielt. Wir haben es aber nie mit reinem Wasser zu tun, denn aus Lavaströmen und Kratern entweichende Dämpfe enthalten Salzsäure, Schwefel, Chlornatrium und andere Chloride, Borsäure usw.

Eine genaue Untersuchung dieser Dämpfe während der Eruption wäre von größter Wichtigkeit; jedenfalls wirkt hier das Chlor wesentlich mit, sowie die Chloride stark den Schmelzpunkt erniedrigen.

Das überhitzte Wasser hat, wie zuerst Daubrée gezeigt hat, eine große Kraft, Mineralien zu bilden, spätere Versuche, namentlich von G. Friedel und Sarasin, von G. Friedel und Ch. Friedel, von mir u. a. haben dies bestätigt. Es wurden zum Teil hierbei auch Mineralien wie Nephelin und Leucit, die wir mehr in trockenen Schmelzen fanden, reproduziert, ein Schmelzfluß wurde, wie bereits Daubrée bemerkt, niemals erreicht, man bekommt bei diesen Versuchen auch keine zusammenhängenden Massen, sondern einzelne natürlich idiomorph kristallisierte Mineralien. Es kann eben bei den Synthesen die Temperatur nicht über 550° gesteigert werden. Die Entstehung der Granite und analoger Gesteine haben wir uns zu denken als einen dampfbeladenen durchwässerten Schmelzfluß.

In welcher Tiefe entstehen Tiefengesteine? Der Ausdruck Tiefengesteine ist nicht so aufzufassen, daß dieselben in großen Tiefen zu entstehen brauchen, die Hauptsache ist die, daß sie unter Mitwirkung von Wasser und Mineralisatoren sich bilden, nicht etwa der Druck. Um granitische Struktur anzunehmen, braucht aber ein Magma nicht in großer Tiefe zu erstarren. Brögger[1]) weist nach, daß im Christiania-Eruptions-

[1]) Eruptionsfolge der triadischen Gesteine von Predazzo, Christiania 1896.

gebiete eine Tiefe von 600 m genügt, damit sich Granit bilde, bei Santorin hat man schon unter geringem Druck holokristalline Struktur beobachtet. In den Euganeen finden sich kristalline Trachyte, die bei ganz geringer Tiefe unter Lavaströmen erstarrt sind.

Andererseits zeigen manche Ganggesteine, wie die Monchiquite, trotzdem sie in gewisser Tiefe gebildet sind, zum Teil Eigenschaften der an der Oberfläche erstarrten Gesteine, und bei manchen künstlichen Schmelzen erhielt ich bei Anwendung von Kristallisatoren Strukturen, die an die granitische erinnern, wobei jene Schmelzen glasfrei waren.

Eine große Anzahl von Gesteinen und zwar nur an der Oberfläche erstarrten, enthält Bestandteile, die sich unter einem allerdings nicht hohen Druck bildeten, z. B. Quarz.

Ein Unterschied der Tiefengesteine von den Ergußgesteinen liegt auch in der Ausbildung der Mineralgemengteile. So findet sich der Orthoklas nur in letzteren als glasiger Sanidin mit starkem Natrongehalt ausgebildet, während erstere trüben Orthoklas mit geringem Na-Gehalt aufweisen. Die trübe Beschaffenheit ist vielleicht sekundären Umwandlungen zuzuschreiben, aber, wie Zirkel bemerkt, ist es doch fraglich, ob der Orthoklas jemals das Aussehen des Sanidins hatte; eher wäre eine adularähnliche Varietät zu vermuten.

Auch die zahlreichen charakteristischen Einschlüsse der Hypersthene, Enstatite, Diallage der Tiefengesteine fehlen jenen der Ergußgesteine. Daß die letzteren skelettartige Bildungen aufweisen können, welche jenen fehlen, ist ebenso leicht begreiflich wie das Vorkommen von Glaseinschlüssen im Gegensatz zu den Einschlüssen von Flüssigkeit in den Tiefengesteinen. Die Quarzporphyre enthalten bekanntlich beide.

Das Auftreten der Gesteine. Das Hervortreten des Eruptionsmagmas äußert sich sehr verschieden, je nachdem große breite Spalten zur Entleerung dienten, auf denen das Magma schnell emporquoll, je nach der Imprägnation mit Gasen, die bestimmend für die Masse loser Auswürflinge und Aschen sind, je nach dem vorgefundenen Widerstande; es ist auch darin abhängig von der Schnelligkeit des Aufsteigens, weil hierbei der Einfluß auf die Spaltenwände in Betracht kommen kann. Endlich ist bestimmend für die Form, in welcher wir das erkaltete Magma

vorfinden, die Tiefe, in welcher es erstarrte, d. h. namentlich der Umstand, ob die Erstarrung an der Oberfläche oder unter dem Drucke fester Erdschichten stattfand, und dies führte zu dem wichtigen Unterschiede der Oberflächen- und Tiefengesteine.

Eruptionsformen der Oberflächengesteine.

Das an die Oberfläche gelangte Magma bildet charakteristische Bergformen, die der vulkanischen Berge. Ein Vulkanberg ist also ein auf der ursprünglichen Oberfläche durch das aus der Erdtiefe geförderte Material aufgebauter Berg. Man unterscheidet Stratovulkane und Massenvulkane, bei ersteren spielen die zerriebenen Massen (Asche, Lapilli, Bomben) eine wichtige Rolle, wodurch der aufgebaute Berg aus Schichten solcher loser Auswurfsmassen und Laven besteht. Gewöhnlich erfolgt der Auswurf durch eine trichterförmige Mündung, den Krater.

Ein wesentlicher Unterschied in dem Auftreten der Eruptivmassen wird durch das langsamere oder schnellere Hinaufbrechen verursacht. Hier ist also die Zeit maßgebend, welche für das Aufsteigen des Magmas in Anspruch genommen wird. Dringt das Magma rasch auf, so wird es auf einer Hauptspalte sich bewegen und einen Vulkan bilden, dringt es langsam auf, so wird es seine Temperatur allmählich verlieren, und daher schon vor Erreichung der Oberfläche erstarren.

Die Ausfüllungen von Spalten werden Gänge genannt; wenn sie den Schichten parallel eingelagert sind, spricht man von Lagergängen, solche können bekanntlich oft sehr mächtig sein. Lagergänge sind oft schwer von in das Schichtensystem eingeschalteten effusiven Decken zu unterscheiden, zur Entscheidung dienen die Kontakterscheinungen im Hangenden, sowie allfallsige Apophysen, das Fehlen von die effusiven Bildungen bedeckenden Tuffen und die Einschlüsse. Die Zusammensetzung und Struktur ist bei Decken zumeist gleichmäßiger, während bei Intrusionslagern und Gängen Mineralgehalt und Korn (wie bei künstlichen Schmelzen) oft in kurzen Abständen wechselt. Geikie[1]) will mit Recht dies mit Einschlüssen des Nebengesteins in Verbin-

---

[1]) Textbook of geology 1885, p. 536.

dung bringen, aber bei der Struktur spielt daneben auch die Unterkühlung eine Rolle.

Daß der petrographische Charakter der Gänge durch Einschlüsse und Aufnahme von Fragmenten des Nebengesteins durch Zerstäubung desselben, auch durch Zerspratzung beeinflußt werden kann, ist selbstverständlich; die öfters beobachtete chemische Abweichung, namentlich dort, wo viel Apophysen in das Nebengestein drangen, dürfte teilweise dadurch verursacht sein. Eine chemische Beeinflussung dürfte namentlich durch Zerstäubung und Zerspratzung eingetreten sein, und deren Spur können wir nur durch die chemische Analyse erkennen, da das Nebengestein infolge zu geringer Temperatur des Magmas wenig verändert sein kann. Die verschiedene mineralogische Zusammensetzung zeigt sich am Kontakt oft nur dadurch, daß die Bestandteile gewisse Unterschiede zeigen; so ändern sich Augite am Kontakt in stark kalkhaltige (Fassaite, wie am Monzoni) oder auch in Natronaugite um; ebenso die Glimmer, der Feldspat ist Ca-reicher oder auch wieder K-reicher.

Die Ausgestaltung der vulkanischen Berge hängt zum größten Teil von der Weite ihres Eruptionskanals ab, von dieser hängt namentlich auch die Form der Vulkanberge ab, die Möglichkeit der Zurückströmung des Magmas ist hierbei nach Stübel von Wichtigkeit.

Massenergüsse. Bei solchen werden wenig Tuffe gefördert, es entstehen große Deckensysteme und Gangzüge. Beispiele dafür sind die Faröer, die Ergüsse an der Nordwestküste Nordamerikas, in Ungarn am Südabhange der Karpathen. Das großartigste Gebiet ist Dekkan. In den meisten Fällen waren die Beispiele auf basische Magma bezogen, doch können auch Trachyte, Rhyolithe solche Massenergüsse bilden[1]).

Die Massenergüsse der Karpathen wurden von E. Reyer als Kombinationen solcher mit Tuffförderung bezeichnet; doch fehlen letztere zumeist oder sind wenig bedeutend. Die schon seit langer Zeit studierten Pics und Dome der Auvergne, die Quellkuppen Böhmens sind aber nur zum Teil Typen der Erscheinungsform der Massenausbrüche. Nach den neuesten Forschungen von Lacroix auf Martinique können aber auch Domberge, wie die

[1]) Vgl. Reyer, Theoret. Geologie, S. 107.

der Auvergne, aus Kratern sich erheben, wie sich das bei der Montagne Pelée zeigte, was auch auf andere Vulkangebiete übertragbar sein wird. Daneben sind noch zu erwähnen wallartige, langgestreckte Rücken, und oft nicht sehr hohe Deckenplateaus. Die Erscheinungsform hängt wieder von der Beschaffenheit des Auswurfsmaterials ab, zähe schwerflüssige Trachyte, Phonolithe, Andesite bilden steile Kuppen und Dome, oft glockenförmige Kegel, leichtflüssigere basischere Basalte Kuppen, Wälle und namentlich Plateaus. Der stielartige Durchbruchskanal der Basaltkuppen ist in einigen Fällen sichtbar[1]). Decken, Plateaus werden namentlich bei leichtflüssigen Basalten auftreten, deren Flächenräume dann wie in Südindien und Oregon enorme sind; bei leichtflüssigen Magmen wird es auch Mitteldinge zwischen Kuppen und Decken geben.

Gewöhnlich entsteht ein solcher Massenberg durch eine einmalige Eruption, daher auch zumeist eine gleichmäßige Beschaffenheit des ausgeworfenen Materials vorhanden ist, doch können kleinere Unterschiede vorkommen. Es gibt natürlich auch Übergänge der Kuppen zu stromartiger Entfaltung, zur Decke. Die Quellkuppe kommt bei viskosen Gesteinen vor, die ohne größere Gasentwickelung und ohne Aufschüttung loser Tuffmassen zutage kamen. An manchen Orten zeigen sie charakteristische Zwiebelstruktur[2]), besonders die Phonolithe in Böhmen zeigen solche Quellkuppen. Auch in Vulkankratern können, wenn die Gaseruption sich verringert hat, solche Kuppen entstehen, z. B. im Astronikrater bei Neapel. Auch auf Basaltströmen entstehen, aber auf andere Art durch Aufströmen von Gasen, sekundäre Kuppen (Hornitos).

Viskosität und Lagerungsform der Gesteine.

Wenn ein Lavastrom sehr viskos ist, so wird seine Beweglichkeit gering sein, dasselbe wird bei überquellenden kuppenförmig sich auftürmenden Massen der Fall sein. Die Viskosität ist daher auch bei der Erscheinungsform der Gesteine von Wichtigkeit.

---

[1]) Credner, Geologie, S. 41.
[2]) Reyer, Theoret. Geologie, S. 99.

Die Viskosität hängt ab von der mineralogischen und chemischen Beschaffenheit des Gesteins und seiner Durchtränkung mit Flüssigkeit. Um den Einfluß des ersten Faktors beurteilen zu können, stellte ich [1]) Versuche mit verschiedenen Gesteinen an, wobei sich die basischen Basalte als äußerst dünnflüssig erwiesen, während Gabbro, Leucitlava etwas weniger flüssig wurden, und Nephelinsyenit, Phonolith zäh blieben. Ganz zäh blieben Granit, Obsidian, Rhyolith. Natürlich erhöht sich die Flüssigkeit mit der Temperatur. Nach weiteren Versuchen sind namentlich orthoklas-, albit-, leucit- und quarzhaltige Gesteine äußerst zähflüssig [2]).

Basische Gesteine, wie Feldspatbasalt, Limburgit sind, wie schon aus den Darstellungen der Vulkanausbrüche hervorgeht, durchaus nicht viskos, sondern sehr dünnflüssig, und solche Laven lassen sich in Formen gießen. Saure Schmelzen sind sehr zäh, was sowohl aus einigen Versuchen als auch aus den Beobachtungen in der Natur hervorgeht. Aber auch wenig saure, stark natronhaltige Schmelzen können sehr viskos sein, wie man sich durch Versuche an Nephelinsyeniten, namentlich aber an Phonolith überzeugen kann. Letztere Gattung bildet ja auch hauptsächlich Kuppen und dürfte wenig reich an Mineralisatoren sein.

Die Erscheinungsformen der Tiefengesteine.

Da diese Gesteine ihrer Definition nach nicht an die Oberfläche dringen, so können sie auf dieser höchstens Wölbungen der Hangend-Schichten hervorbringen, was aber doch nur selten der Fall zu sein scheint. Die Erscheinungsform der Tiefengesteine sind die Gänge, Stöcke und Lakkolithe.

Lakkolithe. Wenn das Magma in Hohlräume sich ergießt, die entweder schon vorhanden waren oder durch eine Eruption gebildet werden, so spricht man von Lakkolithen. Ein prinzipieller Unterschied zwischen einem in der Tiefe entstandenen Gang oder Stock und einem Lakkolithen existiert genetisch nicht, und ist die Debatte, ob es sich in einem bestimmten Falle um das eine oder das andere handelt, nicht von allgemeiner, sondern nur von lokaler Bedeutung. Auch wird der Ausdruck Lakkolith in ver-

[1]) Tschermaks min.-petr. Mitt. **21**, 217 (1902).

[2]) C. Doelter, Sitzungsber. d. Wien. Akad. **114**, Juliheft (1905).

schiedenem Sinne gebraucht; während er von Gilbert, Whitman Cross[1]) u. a. in einem engeren Sinne für Tiefengesteine mit Kuchenform gebraucht wird, wird er von anderen für alle Tiefengesteine angewandt und z. B. von Brögger, welcher keinen Unterschied zwischen Lakkolith und Stock macht, sowie von Salomon u. a. im allgemeinen Sinne aufgefaßt. Zirkel stellt dagegen die Lakkolithe den Intrusionslagern näher als den Stöcken, was gewiß für viele das Richtigere ist.

Nimmt man den Namen Lakkolith in dem ursprünglichen engeren Sinne der amerikanischen Geologen, so wäre ihre Verbreitung keine sehr große, speziell in Europa sind nur wenige Lakkolithen bekannt. Übrigens dürfte es oft schwer sein, eine Entscheidung zu treffen, ob Stock, Gang oder Lakkolith vorliegt, ja auch die Verwechslung mit Lagergängen von unregelmäßiger Mächtigkeit ist denkbar; zu erwähnen ist, daß die echten Lakkolithen seltener aus basischen Gesteinen entstehen, was ja begreiflich ist, denn diese dringen viel schneller vor, und ergießen sich auch in flache Spalten, sie bilden Lagergänge.

Eine wichtigere Frage, die aber bisher noch nicht befriedigend gelöst ist, ist die, ob den Effusivgesteinen immer ein Tiefengestein entsprechen muß. Es hängt dies mit dem Mechanismus der Intrusion zusammen: wenn auf einer breiteren Spalte basisches Magma rasch ausfließt, so wird keine Gelegenheit zur Bildung eines Tiefengesteines vorhanden sein, wenn dagegen bei einem Lakkolith ein nachträgliches teilweises Ausfließen von Magma zur Oberfläche stattfinden würde, so hätte man ein mit effusivem Magma zusammenhängendes Tiefengestein. Würde aber die ganze Masse des Lakkolithen nahezu zur Oberfläche gelangen, indem sich keine Spalte bis hinunter zu demselben bildet, so würde man nur ein Tiefengestein haben. Es braucht daher einem Vulkan kein entsprechender holokristalliner Tiefgang zu entsprechen.

Reyer hat bereits 1877 darauf hingewiesen, daß Tiefganggesteine kristallinisch erstarren, und verfestigt sich Magma in der Tiefe, so werden die Liquida zurückgehalten, und es erstarrt demzufolge kompakt und gut kristallinisch; er stützt sich auf Dana und Jukes, weil letzterer sagt, daß, wenn man einen Lavastrom

[1]) U. S. geol. Survey. Washington 1895.

in die Tiefe der Erde verfolgen könnte, man sehen könnte, wie er in der Tiefe zu Granit überginge.

Judd sprach ähnliche Ideen für die zentralen Teile von Lipari und Ponza aus, welche aus Gesteinen bestehen sollen, die zwischen Granit und Rhyolith stehen, was aber nicht ganz richtig ist; ebenso wurden seine Ansichten, daß die Eruptivmasse von Mull im Innern granitische Struktur zeige, im Gegensatz zu den kleinkörnigen oder halbkristallinen Strömen, von Arch. Geikie[1]) nicht geteilt. Auch in Schemnitz ist die Sache nicht ganz klar, die Propylite scheinen aber zum Teil Andesite zu sein, die in größerer Tiefe erstarrt sind, wo die Gase, die sie zersetzt haben, viel stärker wirken konnten als an der Oberfläche, dagegen scheint nach Mac Gregory am Kenya ein Übergang in Tiefengesteine vorzuliegen.

Einen interessanten hierher gehörigen Fall konnte ich auch auf den Capverden beobachten. Auf St. Vincent findet man inmitten des großen ringförmigen Vulkans als kristalline Eruptivgesteine: Nephelinsyenite, durchbrochen von schwarzen Gängen, die jenen des Vulkans sehr ähnlich sind, ferner kommen dioritische Gesteine (Essexit, Teschenit) dort vor. Wenn auch der Fall nicht gehörig geklärt ist, so wäre die Möglichkeit, daß hier der Tiefgang des Vulkans bloßgelegt ist, nicht ausgeschlossen.

Ähnliches scheint nach Hartung auf Lanzarote vorzuliegen; wenn man bedenkt, daß man noch vor fast 20 Jahren das kristalline Gestein fast allgemein für älteres hielt, so wird man die falsche Deutung solcher Erscheinungen begreifen[2]).

Predazzo soll nach Reyer[3]) einen Beweis für obigen Übergang zeigen, doch sind die Reyerschen Anschauungen nicht ohne Gegnerschaft geblieben. Aber selbst Brögger, welcher sonst die Ideen Reyers bekämpft, glaubt, daß der Monzonit und die Melaphyre dasselbe Magma darstellen, der erste das kristallinische erstarrte Tiefengestein, der zweite das effusiv erstarrte Oberflächengestein. Wenngleich sich ein Beweis für die Anschauung, der Monzonit sei das Tiefengestein des Melaphyrs, sich nicht leicht erbringen läßt, so ist doch die Identität der beiden Magmen zweifellos und dürften sogar Übergänge beider Gesteine vorhanden sein; Tat-

---

[1]) l. c. p. 133.
[2]) Reyer, Physik d. Eruptionen, S. 142.
[3]) Jahrbuch d. geol. R.-Anst. Wien 1881.

sache ist, daß der Unterschied zwischen porphyrartigem Monzonit und Melaphyr (Porphyrit) ein minimaler ist, und daß daher die Wahrscheinlichkeit, es handle sich um dasselbe Magma, eine sehr große ist, während eine andere von Salomon u. a. vertretene Ansicht, es handle sich hier um Gesteine verschiedener Perioden, indem das eine, der Monzonit, tertiär, das andere triadisch sei, doch jeder direkten Stütze entbehrt, und schon durch die Behauptung, daß die Übereinstimmung der Magmen zufällig sei, wenig Wahrscheinlichkeit besitzt, übrigens entspringt seine Ansicht viel weniger wirklichen Beobachtungen als der theoretischen Ansicht, die Tiefengesteine der Südalpen seien tertiären Alters[1]).

Mechanismus der Intrusion.

Wenn basisches leichtflüssiges Magma auf einer breiteren Spalte aufsteigt, so wird es rascher ausfließen können, und vulkanische Berge bilden. Das Aufhören der Eruptionen kann zwar verschiedenartig erfolgen, ist aber hauptsächlich durch Verlegen der Spalte, auch durch Verminderung der Gase bedingt, es kann also ein etwaiger Rest im Innern noch zurückbleiben und kristallinisch erstarren, in welchem Falle eine Kontinuität zwischen Tiefgang und effusivem Gestein vorhanden ist, aber es kann, wenn genügende Gase vorhanden sind, auch dieser Rest noch zur Eruption kommen. Man kann sich außerdem noch denken, daß die Magmareservoire erschöpft sind, falls sie nicht mit dem Erdinnern mehr in Kommunikation bleiben, so daß es also in vielen Fällen eintreten wird, daß die erwähnte Kontinuität nicht eintritt. Man hat jene, allerdings oft hypothetischen Tiefgänge als Vulkannarben bezeichnet.

Die Frage der Intrusion oder, wie Michel-Lévy sagt, der Mise en place der Eruptivgesteine ist sehr verschieden aufgefaßt worden.

Kjerulf hat die Fußgranithypothese aufgestellt. Der Granit verzehrt nach ihm beim Aufdringen die Sedimentschichten, er schmilzt sie ein, was Brögger bekämpft, aber Michel-Lévy hat eine ähnliche Ansicht ausgesprochen. Er unterscheidet die verschiedenen Formen der granitischen Gesteine als Stöcke (culots)

[1]) Tschermaks min.-petr. Mitt. **16** (1897).

ellipses (Lakkolithe), dikes (Gänge) und als unregelmäßige Massive, welche Formen untereinander durch Übergänge verbunden sind.

Nach Michel-Lévy verbreitern sich Granitmassive nach unten, er denkt sich das Magma langsam aufsteigend und die oberen Schichten durchschmelzend.

Suess unterscheidet solche Intrusionen, welche einen bereits vorhandenen Hohlraum ausfüllen, wogegen die Batholithe, entsprechend den Fußgraniten Kjerulfs, durch Aufschmelzung von unten her ihren Platz innerhalb der äußeren Teile des Erdkörpers erhalten haben. Wir kommen dann zu der Annahme, daß ein Aufsteigen flüssiger granitischer Massen in höhere Niveaus stattfinde unter Aufnahme der mit dem Magma in Berührung kommenden Gesteinsmassen, welche assimiliert oder verschluckt werden. (Vgl. Kap. VIII.) Man hat bei verschiedenen Vorkommen, für welche eine solche Aufschmelzung angenommen worden war, doch gefunden, daß sie nicht wahrscheinlich sei; daß sie aber in großen Tiefen denkbar ist, wo sehr hohe Temperatur herrscht, ist aber kaum zu bestreiten, und bei dem Aufsteigen des Magmas in Tiefen, die uns verschlossen bleiben, wird man sicher mit Aufschmelzung zu rechnen haben.

Ich glaube, daß Gangstöcke oder Lakkolithen ihr Nachbargestein in den höheren Teilen nicht mehr durchschmolzen haben, und hierin scheint Brögger[1]) auch Recht zu haben, er weist nach, daß im Christiania-Silurbecken tatsächlich zin solches Schmelzen nicht stattgefunden hat. Die Intrusion des Granits ist dort auf einen rein mechanischen hydrostatischen Prozeß zurückzuführen, es entstand eine uhrglasförmige Anordnung der Schichtendecke, indem die Sedimentreihe durch das Aufpressen des Granits uhrglasförmig aufgewölbt, also gehoben wurde. Der Theorie Michel-Lévys stellt er die „Lakkolithhypothese" entgegen; das Magma hat sich keilförmig in die Sedimente eingepreßt; er berechnet für das Christianiagebiet, daß eine Einsenkung der Schichten von 1200 m genügt, um das Granitmagma aufzupressen und die Sedimentdecke uhrglasförmig zu heben. Die Eruptivgesteine von Christiania sind durch rein mechanische Vorgänge, durch Aufpressung und nachfolgende seitliche Intrusion wesentlich als Folge

[1]) Die Eruptionsfolge der triadischen Gesteine von Predazzo, Christiania 1895.

großer Einsenkungen benachbarter Teile der Erdkruste in ihre jetzige Lage gebracht, ihre Zusammensetzung ist nicht wesentlich durch Assimilation der Saalbänder oder durch Einschmelzen des Dachgewölbes beeinflußt, sondern sie ist das Endresultat der Differentiationsprozesse des ursprünglichen Magmas, des gemeinsamen Magmabassins, aus welchem sie stammen; ihre typische Form ist die Kuchenform der Lakkolithe. Wie wir sehen werden, kann aber doch, wenn dies auch im Christianiagebiete sich nicht bewahrheitet, unter Umständen eine Assimilation stattfinden, aber insofern wird man jedenfalls Brögger recht geben, daß eine solche nicht überall stattgefunden haben muß.

Daly[1]) hat sich mit dem Mechanismus der Intrusion beschäftigt, er fragt, wie denn die Räume entstehen, wie sie in vielen Granitmassiven vorliegen; nach ihm ist der größere Teil von einem Tiefengestein entstanden durch langandauerndes Losreißen von Teilen des Nebengesteins aus dem Dache und den Wänden des in jeweiligem Augenblicke von dem Schmelzfluß eingenommenen Raumes, verbunden mit gleichzeitiger Entfernung der losgerissenen Massen aus den der Beobachtung zugänglichen Räumen. Das Losreißen findet statt durch Apophysen, Hineinbrechen des Daches, durch Entstehung von großen Sprüngen infolge ungleichmäßiger Erwärmung und ungleicher Ausdehnung der nächstliegenden Teile des Nebengesteins.

Daß die losgerissenen Massen nicht sichtbar sind, erklärt sich dadurch, daß sie nach Daly in dem flüssigen Magma untergegangen sind, denn wie er durch Berechnung des spezifischen Gewichtes bei 1400° nachweist, sinkt mit Ausnahme der sehr basischen Gabbro- und Peridotitschmelzen jeder kompakte Block in der Schmelze eines Gesteins. Diese untersinkenden Blöcke werden mit dem Magma zusammengeschmolzen, wodurch Volumvermehrung und Hebung der Schichten erfolgt und würde das die uhrglasförmige Hebung der Schichten erklären. Natürlich würde diese Einschmelzung auch eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung bewirken; er nimmt übrigens auch Differenzierung nach dem spezifischen Gewichte an.

Viskosität von Tiefengesteinen. Um diese zu beurteilen, können wir uns an die Beobachtung in der Natur

---

[1]) Americ. Journ. **165**, **166**, 1903.

halten. A priori können wir zwar schließen, daß der Wassergehalt und der Gehalt an Kristallisatoren den Lavabrei bedeutend flüssiger macht, andererseits wirkt aber der Druck im Sinne der Viskositätsvergrößerung, so daß der Unterschied kein sehr großer bei basischen und mittleren Gesteinen sein dürfte. Anders scheint es sich aber bei sehr sauren, bei salischen Magmen zu verhalten; während trockene Schmelzen solcher sauren Magmen sehr wenig flüssig sind, sehen wir, daß Granite, ebenso wie andere Tiefengesteine, Apophysen bilden können, wenngleich ihre Viskosität doch nicht jene erreicht, wie die einer basaltischen Lava. Zwischen einem sauren Tiefengestein, etwa einem Aplit und einem Rhyolith andererseits, ist jedenfalls ein Viskositätsunterschied. Bei den Ergußgesteinen spielt die Durchtränkung mit Flüssigkeit und Gasen eine geringere Rolle als bei Tiefengesteinen, deren Viskosität von dieser abhängt.

Der äußere Habitus der vulkanischen Gesteine.

Wenn wir im Museum Handstücke von Gesteinen studieren, können wir an denselben ihr Gefüge, d. h. das durch die Größe, Form, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandteile hervorgebrachte Aussehen der Gesteine erkennen, während andere Eigenschaften nur bei Beobachtung der Gesteine in der Natur sichtbar werden, z. B. die massige Struktur, die Schichtung, Plattung, Absonderung, der äußere Habitus der Ströme, Gänge usw.

Absonderung der Eruptivgesteine. Bei der Abkühlung der Eruptivgesteine entstehen oft eigentümliche Absonderungsformen, kugelige, plattenförmige, säulen- und pfahlförmige, quaderförmige sowie auch unregelmäßig polyedrische. Die Ursache der Absonderung liegt zum größten Teil in der geringeren oder größeren Abkühlungsgeschwindigkeit, in letzterem Falle kommt Absonderung vor, die Struktur geht hiermit parallel, da dichte oder feinkristalline Gesteine mehr Absonderung zeigen als grobkristalline; erstere sind eben rascher abgekühlt. Für die Säulenbildung dürfte die raschere Abkühlung in Anspruch genommen werden, da oft Einschlüsse von Olivin durch die Absonderung in zwei Teile zerrissen wurden[1]), auch bei Graniteinschlüssen beob-

[1]) P. Scrope, Consid. on Volcanos 1825, p. 136.

achtete dies Faujas. Walther[1]) hält es wie Naumann auch für wahrscheinlich, daß die rasche Abkühlung durch Einfließen der Lava in Wasser verursacht ist.

Dagegen glaubte H. O. Lang, daß die Säulenbildung eine Kompressionsform sei, eine Ansicht, die sehr wenig wahrscheinlich ist. J. Roth[2]) glaubt, daß alle Absonderungsformen Kugelbildungen seien, die gestört wurden, alle anderen Formen leitet er von der Kugelform ab. Über die Ursache der vorherrschenden Sechsseitigkeit der Säulen äußerten sich Mallet[3]) und Iddings[4]).

Plattung. Nach Reyer treten in einem sich abkühlenden Erguß auch in vertikaler Richtung Tensionsdifferenzen ein, wodurch horizontale Klüfte entstehen, dadurch können Platten entstehen. Reyer schreibt dies insbesondere der schlierigen Beschaffenheit des Magmas zu, was aber doch kaum allgemeine Gültigkeit hat. Die äußeren Partien des Ergusses kühlten sich rascher ab als die inneren, daher zeigen jene mehr Plattung als diese. In manchen Fällen dürfte nach Reyer der verschiedene Wassergehalt zur Bildung der Plattung wesentlich beigetragen haben[5]). Die Abkühlungsklüftung darf nicht mit der gemeinen Gebirgsklüftung verwechselt werden.

Habitus der Lavaströme. Die Struktur der Ergußgesteine ist abhängig von der Abkühlungsverschiedenheit und der Durchtränkung mit Gasen und Flüssigkeit. In Berührung mit Luft erstarrt die Lava sehr schnell, die Gase entweichen, und es muß sich eine schlackigglasige Oberfläche bilden. Der Habitus der Lava hängt sehr von beiden Faktoren ab.

Die Blocklava ist durch rasches Erstarren unter massenhafter Dampfentwickelung gebildet, sie zerbricht bei ihrer Bewegung, es bilden sich Trümmer; bei der Fladenlava haben wir langsame Erstarrung mit geringer Dampfentwickelung, durch die langsame Bewegung der sehr zähen Masse entstehen dann die Fladenwulste. Es kann dieselbe Lava bald die eine, bald die andere Erscheinung zeigen, je nachdem der Weg kürzer oder

---

[1]) Jahrbuch K. G. R. 1886, **26**, 298.
[2]) Die Kugelform im Mineralreich, Dresden 1844.
[3]) Phil. Mag. (4) **1**, 122.
[4]) Am. Journ. **31**, 321 (1886).
[5]) Theor. Geol. 95.

länger ist; in letzterem Falle bildet sich die Fladenlava, namentlich wenn der Abhang, auf welchem sie fließt, ein sanfter ist.

In einzelnen Teilen eines Lavastromes sind die Strukturverhältnisse wie der äußere Habitus verschieden, und wenige Meter unter der schlackigen Oberfläche kann die Struktur gleichmäßig kristallinisch sein. An den Enden des Lavastromes sieht man oft mehr glasige Beschaffenheit.

Fouqué[1]) erwähnt einen interessanten Fall einer Glasmasse von 200000 kg, die aus einem Wannenofen ausgelassen wurde, und stromartig ausfloß, das Zentrum der Masse war glasig, zeigte aber eine entglaste, zumeist aus Wollastonitsphärolithen bestehende Umhüllung von 10 cm.

Reyer[2]) macht darauf aufmerksam, daß Obsidianströme nie aus den Flanken des Kraters, sondern daß sie aus dem Krater abfließen, er glaubt, daß das Wasser, während das Magma im Krater weilt, sich verflüchtige und daher dann die ergossene Lava glasig ist. Rhyolith (Liparit) ist mit Obsidian sehr häufig räumlich eng verbunden, es ist dies erklärlich, da die oberen Teile glasig erstarren, bei starken Gasbewegungen entsteht Bimsstein.

Der Habitus der Ganggesteine kann sich in verschiedenen Teilen ändern, im Innern können wir körnige, an den Rändern mehr porphyrartige und an den Grenzen dichte oder glasige Struktur wahrnehmen; ein Ganggestein ist auch häufig schlierenartig ausgebildet. Tiefengesteine zeigen in verschiedenen Teilen sehr verschiedene Struktur, bald grob- bald feinkörnige, erstere wird häufig an den Rändern vorkommen, ebenso kann an der Grenze eine porphyrartige Facies erscheinen. Der Habitus einer solchen Masse ist aber auch von dem Druck abhängig, so daß tiefere Teile grobkörnig, obere dicht oder porphyrartig ausgebildet sein können.

---

[1]) C. R. **109**, 5 (1889).
[2]) Theoretische Geologie, S. 95.

Drittes Kapitel.

Die Struktur der Eruptivgesteine.

Die Struktur der Gesteine ist in erster Linie abhängig von der Lagerung. Denn von der Lagerung hängen wesentlich Druck und Abkühlungsgeschwindigkeit ab, welche diejenigen Faktoren sind, die zumeist in Betracht kommen. Vom Druck hängt die, wiederum die Struktur beeinflussende Menge von Wasser und Mineralisatoren ab. Ein weiterer Faktor, der hier in Betracht kommt, aber erst in letzter Linie, ist die chemische Zusammensetzung des Magmas, welche einen, wenn auch nicht so großen Einfluß ausüben kann. Den Zusammenhang mit der Lagerung erklären wir uns durch die verschiedene Abkühlungsgeschwindigkeit und durch die verschiedene Imprägnation mit Wasser und Kristallisatoren in der Tiefe und an der Oberfläche.

Die Strukturen der Ergußgesteine. Bei diesen beobachten wir mit freiem Auge oft dichte Struktur, zum Teil glasige oder schlackige Ausbildung. Am häufigsten ist aber die Porphyrstruktur [1]), das Vorkommen größerer Kristalle in einer dichten Grundmasse. Man weiß außerdem, daß in der Lava zahllose Kristalle bereits fertig gebildet herumschwimmen, wie es bereits die italienischen Geologen des 18. Jahrhunderts am Vesuv beobachtet hatten; hier sind es Leucit und ältere Olivinkristalle, die sich in der Lava finden [2]). Diese erstgebildeten Kristalle kommen auch in den losen Auswürflingen vor, und man hat bei Vulkaneruptionen förmliche Regen solcher Kristalle beobachtet. Wir haben daher in der erstarrten Lava die früher gebildeten Kristalle erster Generation von den in der Grundmasse ausgeschiedenen zu unterscheiden. Es braucht aber nicht angenommen zu werden, daß dies bei allen Lavaströmen der Fall ist; es gibt auch dichte Laven ohne porphyrartige Kristalle.

---

[1]) Vgl. H. Rosenbusch, N. J. f. Min. 2, 3 (1882).
[2]) Vgl. C. W. C. Fuchs, Min. Mitt. 1871, S. 65.

Ferner gibt es porphyrartige Laven, bei welchen keine Einsprenglinge erster Generation vorhanden sind; bei diesen entstehen größere Kristalle durch die größere Kristallisationsgeschwindigkeit der betreffenden Mineralien, und dadurch, daß diese in einer Richtung eine sehr große Kristallisationsgeschwindigkeit zeigen, daher die Tendenz haben, in leistenförmigen Kristallen aufzutreten oder in langen Säulen, wie Plagioklase und Augite.

Wo haben sich nun diese Kristalle der ersten Periode gebildet? Die direkte Beobachtung fehlt uns, wir könnten vermuten, daß sie sich während der Eruptionszeit in dem oberen Ergußkanal gebildet haben, bei einer höheren Temperatur etwa, wie es auch bei einigen Versuchen von Fouqué und Michel-Lévy der Fall war, die ihre Versuche in zwei Teile schieden; in dem ersten bildeten sich die Leucite, in dem zweiten die sie umgebenden Augite. Dem steht aber die auffallende Größe der erstgebildeten Kristalle von Leucit in den Laven entgegen, die Größe derselben zeigt uns, daß dieselben mindestens mehrere Tage, vielleicht Wochen zu ihrer Bildung gebraucht haben (vgl. Kap. X die Zeit, welche zur Bildung der Kristalle nötig ist), wie sich auch aus der approximativen Kristallisationsgeschwindigkeit wenigstens annähernd berechnen läßt.

Ferner zeigen die Korrosionen dieser Einsprenglinge, Quarz, Olivin, Leucit, daß die Löslichkeit derselben durch das Magma gewechselt hat, was zum Teil mit Druckunterschieden in Beziehung steht, da der Schmelzpunkt bei höherem Druck sich erhöht. Es ist daher kaum möglich, daß jene größeren Kristalle nur während der kurzen Zeit, als die Lava im oberen Teile des Schlottes sich befand, sich bildeten. Auch das Studium der Ausscheidungsfolge zeigt dies; z. B. bei den porphyrartig eingesprengten Quarzen und Orthoklasen. Diese sind, wie allgemein anerkannt, dort älter als die eigentlichen Gemengteile, nun sind aber Quarz und Orthoklas gerade immer die jüngsten Bestandteile, sie müßten sich bei jener Annahme sogar bei weit höherer Temperatur gebildet haben, während wir durch Experimente wissen, daß sie bei normalem Druck nur bei relativ niedriger Temperatur existenzfähig sind. Man müßte jene Mineralien für Einschlüsse halten, wie dies bei Olivin vielfach noch heute behauptet wird, dies wäre für letzteren, sowie für die

Quarzkörner noch zulässig, wenn auch nicht wahrscheinlich, bei Kristallen von Leucit und Orthoklas ist diese Annahme aber unzulässig.

Allerdings betont F. Zirkel[1]) mit Recht, daß man auf die Größenverhältnisse nicht das alleinige Gewicht legen darf und daß es oft ganz subjektiv ist, wenn man mikroporphyrische Kristalle zu der einen oder zu der anderen Kategorie zählen will. Aus einer Schmelze, die langsam gekühlt ist, können sich immer auch größere porphyrartige Kristalle abscheiden, wie mich viele Versuche lehrten, hier kommt nämlich auch die Kristallisationsgeschwindigkeit und das Mengenverhältnis in Betracht, und gerade bei Basalten dürften solche Verhältnisse geherrscht haben, und praktisch wird es aus Dünnschliffpräparaten oft recht schwer sein, eine Sonderung beider Arten von Mineralbildungen vorzunehmen.

Es gibt gewiß Effusivgesteine, die nur Bildungen einer Periode aufweisen und bei denen jene Erklärung versagen würde. Es brauchen daher nicht alle größeren Bestandteile intratellurischen Ursprungs zu sein, es sind eben eine Reihe von Faktoren, welche porphyrische Struktur erzeugen können, und jener ist nur einer derselben, die sie, wie oben erwähnt, erklären. Bei Gängen weist F. Zirkel allerdings mit Recht darauf hin, daß die größeren Einsprenglinge oft in den höheren Teilen der Gesteinsgänge fehlen, und ebenso an den Saalbändern, was unverständlich ist, wenn man annimmt, sie seien früher gebildete intratellurische Bestandteile, aber dies sind doch mehr Ausnahmefälle.

Man nimmt gewöhnlich an, daß die Grundmasse die späteste Ausscheidung des Gesteins darstellt. Zirkel macht nun darauf aufmerksam, daß gewisse Ingredienzien der Grundmasse von einer Natur sind, welche es im höchsten Grade wahrscheinlich macht, daß dieselben nicht im eigentlichen Sinne zu ihr, sondern zu den Ausscheidungen erster Generation zu zählen wären, z. B. Zirkon, Apatit, Rutil, zum Teil Magnetit. W. Croß[2]) hat das Verhältnis der Mineralien in Grundmasse und als Ausscheidlinge in verschiedenen porphyrischen Gesteinen für Biotit und Horn-

[1]) Petrographie 1, 739.
[2]) U. S. Geol. 1886, S. 337.

blende zusammengestellt; dabei ergeben sich große Unregelmäßigkeiten.

Bei den erwähnten Bestandteilen und bei Quarz ergibt sich, daß diese zum Teil nur als Ausscheidlinge nicht in der Grundmasse, dann nur in letzterer, endlich in beiden Formen vorkommen können. Eine Erklärung dieses Verhaltens ist nach Zirkel[1]) in der chemischen Zusammensetzung des Magmas nicht zu finden.

Die großen Orthoklase der Rhombenporphyre enthalten oft Einschlüsse von Augit, Olivin, Biotit, Magnetit, die nicht porphyrisch ausgeschieden sind, die Sanidine der Trachyte solche, die sich zumeist nur in der Grundmasse finden. In den Camptoniten finden sich große Augite mit Hornblendeeinschlüssen; der Ijolith aus Finnland enthält Titanite mit Nephelinen und Augiten. Zirkel glaubt daher, daß die großen Einsprenglinge nicht die ersten Ausscheidungen sind. Es ist aber jedenfalls wahrscheinlich, daß sie sich in der Tiefe bildeten. Nur liegen offenbar Druckveränderungen während der Bildung dieser verschiedenen Ausscheidungen vor, wobei aber auch bei Bildung großer Kristalle das Mengenverhältnis von Wichtigkeit ist, sowie das Kristallisationsvermögen und die Schmelzpunkte, letztere insofern, als bei Druckverminderung diese sich erniedrigen. Ähnliche Verhältnisse liegen nach Lacroix bei den Sanidiniten, die als Einschlüsse vorkommen, vor; er glaubt hier den Einfluß der Mineralisatoren hervorheben zu müssen. Man kann nur sagen, alle diese Vorkommen sind Bildungen im Tiefgang der Vulkane. In manchen Fällen zeigt es sich, daß bei Plagioklasen diejenigen, welche in der Grundmasse vorhanden sind, reicher an SiO_2 und Na sind, dagegen ärmer an Ca als die großen Ausscheidlinge, doch können auch beide gleich sein; ähnliche Unterschiede kommen auch bei Augit vor, z. B. bei Phonolithen, nach Doß bei Olivinen und Basalten von Haûran.

Die Porphyrstruktur kann von zwei Faktoren abhängen, von dem Vorhandensein von Kristallen erster Generation und von der Entwickelung einzelner zuerst gebildeter Kristalle, die wieder mit ihrer Kristallisationsgeschwindigkeit und ihrem Kristallisationsvermögen zusammenhängt. Unter sonst gleichen

[1]) l. c., S. 746.

Verhältnissen ist ersteres wieder von der Viskosität des Magmas, also auch von dem Gehalt an Wasser und Mineralisatoren abhängig, also zum Teil auch von der Tiefe. Von Wichtigkeit für die Struktur ist natürlich die Abkühlungsgeschwindigkeit, welche die Unterkühlung, von welcher wieder die Kristallisationsgeschwindigkeit abhängig ist, beeinflußt; endlich ist aber auch für die Möglichkeit der Ausbildung großer Kristalle das Mengenverhältnis, also die chemische Zusammensetzung, von Wichtigkeit.

Es ist natürlich nicht immer leicht, zu entscheiden, ob ein Gemengteil einer ersten Generation angehört oder nicht, und kann der Begriff, was man als erste Generation zu bezeichnen hat, verschieden sein. Zirkel meint, daß Quarz und Feldspate auch zuerst gebildet sein können, wenigstens in Quarzporphyren; aber der Vergleich mit Graniten spricht doch nicht dafür, wir wissen, daß Quarz bei hoher Temperatur sich nicht abscheidet, und damit steht seine Ausbildung als letzter Gemengteil vollkommen im Einklang; noch wenig aufgeklärt ist die Bildung der Quarzporphyrgrundmasse selbst. Von den Quarzen der Porphyre wissen wir, daß sie Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse enthalten; es kann also der Druck kein sehr großer bei ihrer Bildung gewesen sein, da sonst Glas sich nicht hätte bilden können, man müßte denn annehmen, daß die Glaseinschlüsse sekundäre wären.

Bildung der Quarzporphyre. Die Granite haben sich in der Tiefe gebildet, die basischen Effusivgesteine, sowie die neutralen können ein Mehr oder Weniger von Bestandteilen, die sich in der Tiefe gebildet, enthalten, oft auch gar keine. Bei den Quarzporphyren ist die genetische Erklärung nicht so einfach. Ihre Quarze enthalten Glaseinschlüsse, sie haben sich also nicht wie die Granitquarze in bedeutender Tiefe gebildet, andererseits kann sich Quarz unter gewöhnlichem Druck bei hoher Temperatur nicht bilden. Bei der Bildung der großen Quarze müssen die Druckverhältnisse gewechselt haben, namentlich auch die Menge von Kristallisatoren. Die Grundmasse der Porphyre ist zum Teil glasig oder halbglasig wie bei den vitrophyrischen, zum größeren Teil aber kleinkörnig, wobei in den mikrogranitischen sich Orthoklas zuerst ausbildete, während in den granophyrischen beide sich gleichzeitig bilden konnten.

Daß die Grundmasse der Quarzporphyre glasig oder halbglasig ist, ist bei ihrem effusiven Charakter leicht begreiflich,

aber Quarz sollte sich bei normalem Druck in der Grundmasse ohne den Einfluß der Mineralisatoren nicht bilden, trotzdem haben wir für die granophyrischen Gesteine eine gleichzeitige Abscheidung als wahrscheinlich zu erachten. Allport und andere haben die Hypothese aufgestellt, daß diese Grundmasse sekundär aus einer glasigen oder halbglasigen Grundmasse entstanden sei, und es hat diese Ansicht einige Wahrscheinlichkeit, um so mehr, als diese Grundmasse bei den tertiären Äquivalenten der Quarzporphyre, den Rhyolithen, viel seltener ist, man könnte sich aber auch denken, daß unter dem Druck der darüberliegenden Tuffe überhitztes Wasser die Umwandlung unmittelbar nach der Eruption hervorbrachte.

Bezüglich des Unterschiedes zwischen älteren und jüngeren, paläo- und neovulkanischen basischen Effusivgesteinen kann man wohl sagen, daß derselbe ein sehr geringer ist und sich mehr auf die späteren Veränderungen bezieht. Die Struktur der Mineralien und der chemische Bestand ist derselbe und auch die Erscheinungsform. Sekundäre Mineralien erscheinen in den älteren natürlich häufiger, Zeolithe sind aber auch in neovulkanischen so häufig, daß man in manchen Fällen vermuten kann, daß die Zeolithe sich sofort nach der Erstarrung des Magmas bilden, z. B. Analcim vielleicht als letztes Stadium der Erstarrung. Durch Untersuchungen von M. Bauer wurde gezeigt, daß Diabase auch in ihrem äußeren Habitus sich ganz den Laven nähern. Schon G. Tschermak[1]) hat auf die völlige Analogie von Melaphyren mit Basalten hingewiesen.

Die Abhängigkeit der Struktur von der Lagerungsform, die zuerst Reyer proklamierte, ist zwar im großen und ganzen gewiß vorhanden, muß aber doch größere Einschränkungen erfahren. Zirkel[2]) bekämpft sie überhaupt; auch Michel-Lévy meint, daß man nicht unbedingt Struktur und Lagerungsform gleich stellen könne. Gewiß gibt es Ausnahmen; so zeigt sich ophitische Struktur auch bei isländischen Laven. Tiefengesteine können Fluidalstruktur zeigen, z. B. bei den Apophysen granitischer Massen. Der obige Zusammenhang ergibt sich aber doch aus dem Einflusse langsamer Erstarrung, dem

[1]) Porphyrgesteine Österreichs. 1863.
[2]) Petrographie 1, 820.

Einflusse wechselnden Druckes und der Durchtränkung mit Wasser und Mineralisatoren.

Verhältnismäßig am wenigsten wird sich der Einfluß der chemischen Zusammensetzung auf die Struktur äußern, er fehlt aber keineswegs. Gewisse Strukturausbildungen sind mit Vorliebe an gewisse chemisch definierte Magmen gebunden. Die felsitische Textur ist den salischen Magmen, speziell den stark alkalihaltigen Mg- und Ca-freien eigen; sie neigen zu reiner Glasbildung, während dies bei den basischen nicht der Fall ist; dasselbe gilt für die Perlit-Struktur, die nur bei sehr SiO_2-reichen Magmen vorkommt. Sphärolithbildung kommt mehr bei sauren Gesteinen vor. Ophitische Struktur ist dagegen bei basischen Magmen zu finden; die Eutektstruktur tritt bei eutektischen Mischungen auf, die aber in der Natur äußerst selten sind; ferner hängt die Möglichkeit der Bildung zahlreicher großer, porphyrartiger Kristalle zum Teil auch mit dem Vorherrschen des betreffenden Gemengteiles im Magma zusammen, auch das Vorherrschen eines Bestandteiles gegenüber der eutektischen Mischung kann von Einfluß sein.

Struktur der Tiefengesteine. Der Unterschied der Struktur dieser Gesteine von den Effusivgesteinen besteht hauptsächlich darin, daß nur Minerale einer einzigen Bildungsperiode vorhanden sind; indessen haben wir auch Ausnahmen gesehen, da manche Laven ganz dicht sind und keine Ausscheidungen einer intratellurischen Periode zeigen, letzteres ist aber doch eher ein seltenerer Fall. Andererseits können auch Tiefengesteine manchmal größere Ausbildung eines Bestandteiles zeigen, was wohl in der größeren Kristallisationsgeschwindigkeit desselben liegen kann; dies tritt namentlich an den Abkühlungsgrenzen ein.

Brögger hebt hervor, daß die strukturellen Eigenschaften der echten Tiefengesteine sich befriedigend als ein Resultat der in größerer Tiefe stattgefundenen langsamen Erstarrung erklären lassen. Es ist aber nicht das Hauptgewicht auf die langsame Erstarrung allein zu legen, sondern, wie ich glaube, auf die Gegenwart von Wasser und Mineralisatoren, bei Gegenwart der letzteren wachsen die Kristalle rascher als in trockenen Schmelzen, wie das Experiment zeigt. Es ist überhaupt fraglich, ob manche Granite, z. B. feinkörnige Gänge, lange Zeit zu ihrer Bildung gebraucht haben. Daß natürlich eine große Masse langsamer

erstarrt, namentlich wenn infolge der Tiefe die Gesteinswände wärmer sind und die Abkühlung nicht so schnell vor sich geht wie an der Luft, ist erklärlich.

Bei Ganggesteinen vereinigen sich mitunter beide Arten von Strukturen. Es hängt dies von verschiedenen Tiefen im Gange ab; auch die chemische Zusammensetzung wirkt auf die Struktur ein, z. B. findet man bei den sauren Apliten, die eine eigentümliche Beziehung zur chemischen Zusammensetzung des Hauptgesteins haben, indem sie ein saures Restmagma vorstellen, panidiomorphe Struktur, welche auf Gegenwart von viel Wasser hindeutet; es dürfte bei ihrer Entstehung geringe Temperatur und starker Einfluß von H_2O geherrscht haben; ihre Abkühlung geschah rasch.

Was aber die Gänge von Granitporphyren, Syenitporphyren anbelangt, so wird man annehmen müssen, daß die — oft sehr großen — Feldspatkristalle zum Teil ebenso wie bei Quarzporphyren einer intratellurischen Epoche angehören und später der Druck sich vermindert hat; es war dies eine Art Übergang zwischen Tiefen- und Effusivgesteinen, jedoch wird es auch hier solche Gesteine geben, bei denen nur Kristalle einer Periode vorhanden sind, und die anderen erwähnten Faktoren Porphyrstruktur erzeugen.

In den Basalt- und Melaphyrgängen können sich die porphyrartigen Feldspate auch durch größere Kristallisationsgeschwindigkeit gebildet haben, und können auch ähnliche Verhältnisse bei Strömen geherrscht haben. Über Strukturen im allgemeinen, über Korngröße sowie über Abkühlungsgesetze äußerte sich auch Lane [1]), wobei er unter anderem betont, daß zum Teil das Korn um so größer sein wird, je reichlicher der betreffende Bestandteil vorhanden ist. Er berücksichtigt indessen wenig die Unterkühlung und die Kristallisationsgeschwindigkeit.

Die Struktur der Eruptivgesteine hängt zum Teil aber noch von etwas anderem ab; unter gleichen Umständen wird eine Schmelze um so grobkörniger erstarren, je größer das Kristallisationsgefäß ist, dies lehren uns die Synthesen; so erhielt Frémy bei seinen Versuchen der Synthese des Rubins nur dann große

[1]) Bull. americ. geol. soc. 8, 402 (1896). Geol. report of Michigan 6, 1 (1898).



schleifbare Rubine, als er entsprechend große Gefäße anwendete, und Morozewicz erhielt trotz verhältnismäßig rascherer Abkühlung große analysierbare Kristalle, weil er in sehr großen Gefäßen arbeitete.

Demnach wird grobkörnige Struktur nur dort entstehen können, wo große Mengen Magmas gleichzeitig erstarren, und dies ist eben bei den Stöcken, Gängen, Lakkolithen der Fall, nicht aber bei Laven, es treten also verschiedene Faktoren zusammen, um die granitische Struktur zu erzeugen.

Spezielle Strukturen. Als solche möchte ich die pegmatitische oder Implikationsstruktur betrachten, die regelmäßige verschränkte Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeten Gemengteile, wie sie der Schriftgranit zeigt. Diese Implikationsstruktur erinnert an die Eutektstruktur, welche bei jenen Legierungen auftritt, die in ihrer chemischen Zusammensetzung die eutektische Mischung zeigen (s. S. 134); es ist eine sehr innige Mischung zweier Bestandteile, die bei Legierungen oft nur schwer voneinander zu unterscheiden sind.

Teall und Vogt nehmen für den Schriftgranit die Bildung als eutektische Mischung in Anspruch. Im allgemeinen scheint die Eutektstruktur bei Eruptivgesteinen äußerst selten aufzutreten, und wir kennen sie in der Natur fast gar nicht. Pegmatite finden sich meist in Gängen in Verbindung mit einem normalen Eruptivgestein und zeigen im allgemeinen dieselbe Mineralkombination wie dieses, sie weisen aber eine Änderung der Struktur auf, insbesondere parallele Verwachsungen; häufig treten accessorische Mineralien auf. Auf die Bildung dieser Gesteine werfen Versuche von E. Baur[1]) Licht, während schon ältere Versuche von G. Friedel und Ch. Friedel[2]) für die Bildung der Mineralien der Tiefengesteine im allgemeinen von Bedeutung sein dürften.

Ch. Friedel und G. Friedel gelang es, verschiedene Mineralien: Quarz, Orthoklas, Albit, Nephelin, aus überhitzten Lösungen bei 550° in verschlossenen Röhren darzustellen. Eine gewisse Ähnlichkeit mit den Tiefengesteinen dürfte vorhanden

[1]) Z. f. phys. Chem. 1903, S. 42.
[2]) Bull. soc. minéral. 1896.

gewesen sein, aber es bildete sich bei diesen Versuchen niemals eine wirkliche Schmelze, da man nur lose Kristallpulver erhielt.

Weinschenk betont mit Recht, daß die Pegmatite nicht aus gewöhnlichem Schmelzfluß entstanden sind, sondern daß hier ein Mittelding zwischen Schmelzfluß und wässeriger Lösung vorliegt. Jedenfalls haben hier bedeutende Mengen von Mineralisatoren mitgewirkt, welche in den früher erwähnten Bestandteilen ihre Spuren zurücklassen. Die Bildungstemperatur des Pegmatits war jedenfalls eine niedrigere, wie die Bestandteile Granat, Turmalin, Zoisit, Staurolith, Andalusit, die in einigen auftreten, beweisen.

Für manche Pegmatite wird mit Recht auch, z. B. von Rosenbusch [1]), pneumatolytische Bildung, also Einwirkung von Gasen, angenommen; namentlich für solche, die seltene Elemente haben, gilt dies.

Über eutektische Gemenge unter den Eruptivgesteinen äußerte sich Teall. Er meint, daß zuerst die größeren Kristalle und dann die eutektische Mischung zu einer Art von gemengter Grundmasse erstarren. Dies trifft aber im allgemeinen sicher nicht zu.

Eine solche eutektische Mischung scheint allerdings bei Quarzporphyren in der Grundmasse vorzuliegen; ebenso ist nach Teall der Mikropegmatit eine eutektische Mischung. Dann muß diese eine konstante chemische Zusammensetzung haben, und diese berechnet er zu 62,05 Feldspat und 37,95 Quarz. Daher ist auch bei diesen Gesteinen die Ausscheidungsfolge verschieden; wenn Quarz im Überschuß ist, wird er zuerst auskristallisieren, und wenn nicht, dagegen zuerst Orthoklas. J. L. Vogt [2]) hat diese Ansicht adoptiert und erweitert, er stellt das Verhältnis 74,25 Feldspat und 25,75 Quarz auf. Es darf aber nicht vergessen werden, daß man sich die Entstehung von Quarz nicht aus trockenem Schmelzfluß denken kann, wohl liegt aber gleichzeitige Kristallisation vor.

Texturen. Es wird oft zwischen Struktur und Textur unterschieden, letztere ist das stereometrische Gefüge der Komponenten, wie es durch ihre räumliche Anordnung und Verteilung

---

[1]) Gesteinskunde 1902.
[2]) Die Silikatschmelzlösungen 2, 117 (Christiania 1904).

bedingt wird [1]. Solche Texturen sind die fluidale, die zentrische oder sphärische, die poröse, die Mandelstein- und die blasige Textur.

Fluktuationstextur. Um größere Kristalle bilden sich parallel angeordnete Mikrolithe, die stromartige Schwärme um den größeren Kristall bilden. Damit ist oft bei sauren Magmen, z. B. schön bei den ungarischen Rhyolithen, eine wellige Kräuselung von abwechselnden Lagen verschiedener Farbe verbunden. Die Textur deutet auf verhältnismäßig raschere Abkühlung aus Glasmasse, die größeren Kristalle dürften als Impfkristalle gewirkt haben; sie deutet ferner auf Bewegungen, Strömungen in der flüssigen Masse. Mit solchen Bewegungen hängt auch die lineare Paralleltextur zusammen, die sich sowohl bei Tiefen- als auch bei Ergußgesteinen ergibt. Es gibt jedoch bei Synthesen Beispiele, wo sich ohne solche Bewegungen Fluktutionstextur bildete, wie Taf. I, Fig. 2 zeigt. Manchmal dürfte die Impfwirkung Anlaß zu der genannten Textur gegeben haben, und bei dem erwähnten Beispiele ist das wohl der Fall.

Die Sphärolithstruktur, bei welcher sich um gewisse Punkte im Gestein eine radial-strahlige oder konzentrisch-schalige Anordnung herausbildet, ist zwar mehr den sauren Magmen eigen, kann aber überall vorkommen. Man unterscheidet makroskopische und mikroskopische Sphärolithe und verschiedene Abarten, je nach ihrer Ausbildung mit oder ohne Radialstruktur und je nachdem sie aus mehr oder weniger gut bestimmbaren kristallinischen Substanzen bestehen. Rosenbusch unterscheidet die sphärischen Strukturen in zwei Gruppen: Bei der einen sind alle oder einige Gemengteile in konzentrischen Schalen zu Kugeln gruppiert, speziell tritt dies bei Kugelgraniten und den basischen Magmen, Dioriten und Gabbros ein; bei der zweiten ist die Anordnung der Gemengteile radial und es findet kein nennenswerter Wechsel im Mineralbestand der Schalen statt. Wenn alle Strahlen der sphärischen Aggregate stofflich gleich sind, so spricht man von Sphärokristallen, die auch bei Schwefel beispielsweise vorkommen; wenn verschiedene Substanzen miteinander abwechseln, so nennt man die Gebilde Pseudosphärolithe und die eigentlichen Sphärolithe sind solche, bei denen die Kugel aus einem Gemenge

---

[1] Grubenmann, Kristalline Schiefer 1, 27.

von kristallinen Strahlen und Glas, oder aus Mikrofelsit allein besteht. Auch die Variolithe gehören zu den Pseudosphärolithen.

Lokal kann auch in einem Eruptivgestein die ganze Masse sphärisch ausgebildet sein, z. B. im Sphärolithfels.

Genetisch wichtig ist es, daß die sphärischen Gebilde in den Ergußgesteinen zumeist mikroskopische oder doch nur geringe Dimensionen erreichen, während sie in Tiefengesteinen bis Kopfgröße zeigen können, was mit der langsameren Abkühlung letzterer zusammenhängt.

Die Mikrofelsitsphärolithe stellen das letzte Kristallisationsprodukt innerhalb des sich verfestigenden Magmas dar. Dietrich Gerhard gibt für ihre Entstehung folgende Erklärung: Ist in einem solchen Magma irgendwo eine kristallisierbare Verbindung im Begriff, sich auszuscheiden, so werden die Moleküle aus der unmittelbaren Umgebung zu diesem Kristallisationszentrum hineilen, wobei der Widerstand des Magmas parallele Gruppierung der Teilchen verhindert. Da aber die dem Zentrum zustrebenden Moleküle fest werden, entsteht um dasselbe ein substanzarmer Hof, dessen Erstarrung nun dadurch eine Verzögerung erleidet, daß beim Übergang der kristallisierbaren Moleküle in den starren Aggregatzustand Wasser frei wird; so kann es unter fortwährender Wiederholung dieses Vorganges geschehen, daß aus weiterer Entfernung wieder neue kristallisierbare Moleküle heraneilen [1]).

Nach Whitman Croß [2]) liegt bei den Mikrofelsitsphärolithen Ausscheidung aus kolloidaler oder Opalkieselsäure vor, welche sich vor den Feldspatfasern bildete.

Sphärolithe bilden sich, wie ich vielfach beobachtete, auch aus basischen Schmelzen bei rascher Abkühlung, und ist die Struktur dieser radialfaserig und konzentrisch-schalig. Mit den Sphärolithen schottischer Basaltgläser beschäftigte sich Cole. In künstlichen wie in natürlichen Gläsern ist es der Pyroxen, der radial auftritt, außerdem Plagioklas.

Brögger macht aufmerksam, daß bei norwegischen Mikrofelsitsphärolithen feinste mechanische Gemenge von Quarz und Feldspat vorliegen; dies erinnert an die erwähnte Eutektstruktur; ich halte es nicht für unmöglich, daß bei Sphärolithen auch

---

[1]) Zirkel, Lehrbuch der Petrographie 1, 477.

[2]) Bull. phil. soc. Washington 11, 436.

die sogenannte Impfwirkung rasche gleichzeitige Kristallisation hervorruft.

Die Kugelbildung in den bekannten korsikanischen Kugeldioriten von S. Lucia di Tallano erklärt Rosenbusch durch die lokal rasch fortschreitende Ausscheidung pyroxen- und hornblendereicher Massen, welche bewirkt, daß das sie umgebende Magma unverhältnismäßig reich an Feldspatlösung wird, die nun rasch in radialen Aggregaten anschoß, deren Kristallisation ihrerseits dann eine lokale Übersättigung an eisen- und magnesiareichem Magma bedingte, so daß wieder Amphibole und Pyroxene auskristallisieren. H. Reusch beobachtete hierbei, daß die kugeligen Bildungen nur im Zentrum der Gesteinsmasse, also an dem Orte ruhigster Kristallisation sich finden [1]). Ähnliches dürfte bei den Kugelgraniten stattgefunden haben. Der Vorgang erinnert genetisch an die Bildung von Zonen von Olivin und Magnetit, welche ich bei Mischungen beider erhielt [2]); auch Vogt beobachtete in Schlacken zonenartige Absonderung.

Gewöhnlich nimmt man an, daß die Sphärolithe mit Radialstruktur von einem Mittelpunkt anschießen, also von innen nach außen wachsen. Eine andere Ansicht hegen Cole und Butler [3]) bezüglich der Sphärolithe aus Obsidian von Lipari. Indem sie von leeren Gasblasen mit Glaswänden, die Übergänge in die typischen Sphärolithe zeigen, ausgehen, sprachen sie die Ansicht aus, daß die Sphärolithe von außen nach innen gewachsen sind, zuerst bildete sich eine Gasblase und vom Rande aus sind die Nadeln entstanden, dabei sollen in den Kavitäten Wasserdämpfe eine hydrothermische Wirkung ausgeübt haben, die zum Absatz der sphärolithischen Substanz führte. Rutley wendet sich gegen diese Ansicht, namentlich weil nicht einzusehen ist, woher die Substanz denn überhaupt stammt.

Auch Boris Popoff [4]) hat sich mit der Entstehung der sphärolithischen Bildungen beschäftigt und eine Methode angegeben, nach welcher es möglich wäre, zu prüfen, ob sie koriogen oder zentrogen sind, denn er hält das Wachstum der Sphärolithe von der Rinde zum Zentrum bei vielen für erwiesen, z. B. im Gegen-

[1]) Mikrosk. Phys. 2, 253.
[2]) Sitzungsber. d. Wiener Akad. 113, 57 (1904).
[3]) Quart. Journ. geol. soc. 48, 438 (1892).
[4]) Förh. Nord. Naturforsch. Helsingfors 1902.

satz zu anderen Forschern bei dem erwähnten Kugeldiorit von Santa Lucia, was aber unwahrscheinlich ist; auch andere Vorkommen sind gewiß zentrogen.

Eine eigentümliche Erscheinung sind die Lithophysen (Steinblasen), die sich in den sauren Magmen Oberungarns, in den Rhyolithen finden. Größere Hohlräume von knolliger, oft birnförmiger Form, welche im Innern konzentrische, teilweise isolierte Schalen zeigen; die Gruppierung der kelch- oder uhrglasförmig gewölbten Lamellen erinnert an eine Rose. Diese von Richthofen zuerst beschriebenen Lithophysen wurden von ihm als von Sphärolithen genetisch ganz verschiedene Dinge bezeichnet. Nach Szabo[1]) ist dies aber unwahrscheinlich; die Lithophysen sind Überreste von mechanisch und chemisch halb zerstörten Sphärolithen. Es handelt sich also eher um sekundäre Zersetzungserscheinungen von ursprünglichen Sphärolithen[2]), indessen ist die Substanz der Lithophysen und des umgebenden Gesteins oft dieselbe, wie K. v. Hauer nachwies[3]).

Ausnahmsweise können sich, wie M. Bauer[4]) beobachtete, auch Lithophysen im Basalt bilden (Stempel bei Marburg), er betrachtet sie als umgeformte Sphärolithe, was mehr plausibel als spätere Umwandlungen ist; allerdings sehen die früher erwähnten ungarischen Lithophysen oft recht zersetzt aus.

Iddings[5]) untersuchte Lithophysen aus dem Obsidian-Cliff im Yellowstonepark; hier bekleidet kristallinische Substanz die Wände der Lithophysen, es sind Quarz, Tridymit, Feldspat, Natronorthoklas, Fayalit und Magnetit. Die Bildung dieser Lithophysen schreibt Iddings dem im Magma eingeschlossenen Wasserdampf zu, und sie wären durch Wasserdampf während ihrer Bildung veränderte Sphärolithe.

Iddings[6]) glaubt, daß in dem noch plastischen Magma um ein Kristallisationszentrum Feldspatstrahlen anschießen; durch

---

[1]) Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. **11**, 80 (1860); ibid. S. 69 (1866).

[2]) Vgl. J. Roth, Beitr. z. Petrographie d. plut. Gesteine 1899, S. 168. A. S. Cole, Quart. Journ. **41**, 162 (1885).

[3]) Verhandl. geol. R.-A. 1866, S. 98.

[4]) N. J. f. Min. **2** (1891).

[5]) Iddings, Amer. Journ. of sc. **33**, 37 (1887) und Seventh Report U. S. geol. survey 1888, p. 355.

[6]) Am. Journ. (3) **33**, 37 (1887).

die Vergrößerung dieses Gebildes würde das Magma chemisch verändert, und namentlich SiO^2- und wasserreicher, und letzteres veranlaßte die Blasenbildung. Der Wasserverlust des Glases bedingte wieder eine Abnahme des Volumens und Einschrumpfung vor der endgültigen Kristallisation, wodurch sich die Sprünge erklären würden. Jedenfalls haben sich die hohlen Lithophysen schon vor der Festwerdung des Magmas gebildet.

Die bei sauren Gesteinen auftretende Perlittextur dürfte auf Absonderung zurückführbar sein; vielleicht spielt hierbei Wasser eine Rolle.

Die blasige und schlackige Textur ist an pyrogene Entstehung gebunden, sie findet sich an der Oberfläche von Laven. Die Bildung der Blasenräume bei blasigen Gesteinen rührt natürlich von der Entwickelung der im Magma eingeschlossenen Gase her, die erst bei normalem Druck frei werden können und daher ist es begreiflich, daß die Oberfläche der Lavaströme der reichste Teil an Blasen ist. Die Erscheinung, daß die Blasen in die Länge gezogen sind, erklärt sich durch das Fließen des Stromes, bei weniger viskosen Strömen sind die Blasen größer als bei stark viskosen, und daher finden sie sich auch mehr bei basischen Magmen. Die verschiedenen Erscheinungsweisen der Blasen stehen mit der Viskosität und auch mit dem Gasgehalt des Magmas im Zusammenhange, daraus erklärt sich die von Arch. Geikie[1]) beobachtete, sehr merkwürdige Tatsache, daß viele schottische Basaltgänge in der Tiefe porös sind, und daß auf Skye ein in der ganzen Masse zelliger Basaltgang sich findet, in letzterem Falle handelte es sich um ein gasreiches, dünnflüssiges Magma, in ersterem kühlte sich das viskose Magma oben rasch ab.

Entstehung von Paralleltextur bei Eruptivgesteinen. Die Paralleltextur äußert sich entweder in der Bildung von gebänderter, oder aber von schieferiger Struktur. Man muß annehmen, daß hier in dem noch plastischen Magma flache Kristalltafeln ausgeschieden waren und daß durch die Bewegungsrichtung die Schieferung entstand. Hier und da kann, wie Zirkel bemerkt, durch die Gegenwart von plattgedrückten parallel gerichteten Blasenräumen oder Nadeln Schieferstruktur bewirkt werden.

---

[1]) Trans. r. soc. Edinburgh (2) 35, 38.

In einigen Laven findet man auch parallele Ausstreckung von Feldspat, Augit- oder Leucitkristallen [1]).

Beziehungen zwischen dem Alter der Gesteine und ihrer Struktur.

In der älteren Literatur spielt das Alter der Gesteine und seine Beziehungen zur Struktur und Lagerung eine wesentliche Rolle, von der wir uns noch nicht frei machen konnten, da ja bei der Nomenklatur und Klassifikation diese Altersbeziehungen immer noch eine Rolle spielen. Es wurden daher vollkristalline Gesteine als ältere bezeichnet.

Die Ansicht L. v. Buchs, daß die holokristalline Textur eines Gesteins durch sein hohes Alter bedingt sei, war bis in die jüngste Zeit maßgebend, obgleich doch schon damals Ausnahmen bekannt waren, wie der Granit und Monzonit von Predazzo, die erwiesenermaßen als triadisch anerkannt waren. Wie Reyer sagt, schien der Begriff moderner Granit ein Unding, man hatte eben einige Gegenden, in denen tatsächlich die holokristallinen Gesteine älter sind und neben jüngeren Basalten vorkommen, wie das sächsisch-böhmische Erzgebirge und andere, als Norm betrachtet.

Da die Beispiele tertiärer Granite und alter Basalte (welche man allerdings noch mit anderen Namen belegt) aber dann so häufig wurden, so griff man auf das, was Dana, Jukes u. a. schon vor langer Zeit behaupteten, zurück, und gab die Ansicht, holokristalline Gesteine müßten alte sein, auf.

In neuerer Zeit hat man allerdings den entgegengesetzten Standpunkt ins Extreme verallgemeinert. So behauptet Salomon [2]), daß alle ostalpinen Granite vom Adamello bis Ungarn tertiär seien, und er stellt die Hypothese auf, daß die Haupteruption der Granite in die Tertiärzeit falle. Wenn jedoch, wie es nachgewiesen ist, und leicht a priori begreiflich erscheint, ein Zusammenhang zwischen Alter und Struktur nicht zu finden ist, so hätte jene Hypothese nur dann eine Berechtigung, wenn durch Detailforschungen erwiesen wäre, daß alle jene Granite wirklich

---

[1]) Breislak, Geol. 3, 298.

[2]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 17, 194 (1898).

tertiär sind, welcher Beweis bis jetzt nicht geführt werden konnte. Wir werden daher den Graniten ebensowenig ein hohes, wie ein jugendliches Alter zuerkennen, sondern an dem Satze festhalten, daß granitische und ähnliche Gesteine jedes Alter haben können.

Änderungen in der Struktur und dem Mineralbestande bei verschiedenen Teilen einer Eruptionsmasse.

Ein geologischer Körper, Gang, Stock, Strom usw. braucht nicht in allen seinen Teilen gleichmäßig gebaut zu sein. Die Änderungen können sowohl die chemische Zusammensetzung, den Mineralbestand, als auch die Struktur betreffen. Am längsten sind Strukturunterschiede bekannt, da viele kristalline Gänge halbglasige oder porphyrartige Saalbänder zeigen, ebenso wie Lavaströme an den Rändern viel glasiger ausgebildet sind. Dagegen nahm man früher an, daß der chemische Bestand in der ganzen Masse derselbe sei, dies ist bezüglich der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung bei den kleineren Massen der Lava viel mehr der Fall, als bei den größeren der Tiefengesteine. Sowohl bei diesen, als bei Gängen beobachtet man oft Unterschiede letzterer.

In dieser Hinsicht sind die Beobachtungen von Lacroix an der Montagne Pelée wichtig. Gänge, welche kurz nacheinander entstanden, zeigen sehr verschiedene Struktur.

Struktur der Grenzgebilde. Randfacies. Die Abänderung der Struktur am Kontakt mit den durchbrochenen Schichten ist eine häufige Erscheinung. Viele Lavagänge werden an den Rändern glasig, dasselbe tritt bei älteren basischen Strömen auf. Bei Tiefengesteinen tritt entweder porphyrartige Struktur ein, durch Vorherrschen von Feldspat und Augit, oder es kann kleinkörnige Struktur vorkommen. Beides erklärt sich durch raschere Abkühlung, die kleinkörnige Struktur wird häufiger bei sauren Gesteinen eintreten, die porphyrartige mehr bei basischen.

Es kommen übrigens in einem Stock oder Gang oft sehr verschiedene Strukturverhältnisse vor, ohne daß wir über die Ursachen immer im klaren sind. Bei den Monzoniten des Monzoni

beobachtet man einen sehr häufigen Wechsel in der Struktur [1]), welche zwischen ophitischer, körniger und porphyrartiger wechselt; man müßte hier annehmen, daß der Druck während der Eruption gewechselt hat, und namentlich auch der Einfluß der Mineralisatoren wechselte. Auch die Granitmasse von Predazzo zeigt oft in der Tiefe schon feines Korn und am Kontakt stellenweise etwas gröberes, manchmal das umgekehrte Verhältnis.

Kleinere chemische Veränderungen am Kontakt sind oft beobachtet, z. B. Anreicherung an Alkalien, oder an Kalk, Verminderung des SiO_2-Gehaltes. Damit stehen in Zusammenhang Anreicherung an Orthoklas, an Biotit, an Natronaugiten, oder auch Basischerwerden der Plagioklase, chemische Veränderungen der Augite.

Diese Verhältnisse können sowohl durch die Kristallisationsdifferentiation, als auch durch Assimilation des Nebengesteins erklärt werden; in anderen Fällen, wie bei peripherem Turmalingehalt der Granite, ist es der Einfluß der Dämpfe gewesen, welcher Anlaß zu ihrer Bildung gegeben hat; ebenso kann das Vikariieren von Hornblende und Biotit [2]) in einem Kersantitgang auf den Einfluß von Fluor zurückgeführt werden. Die Anreicherung von Eisenerz in Diabasen kann wieder durch Differentiation erklärt werden.

Dagegen zeigen an den Rändern die trachytischen Lavaströme des Monte Cimino bei Rom viel Biotit, im Innern mehr Augit, der Olivin nimmt von innen nach außen an Größe ab. In einem Gestein von Ghizo (Monte Ferru auf Sardinien) nimmt der Leucitgehalt gegen außen etwas ab, der Biotitgehalt nimmt an den Rändern und auf Klüften stark zu, während er im Innern fehlt, und insbesondere gilt dies für die Größe der Biotite. In beiden Fällen erklärt sich dies durch Dämpfe von Fluor, wo dieses in geringer Menge vorhanden, ist Biotit nur sporadisch; an den Rändern wirken erfahrungsgemäß die Dämpfe viel stärker, und dort mußten sich Biotite bilden. Aber auch die Temperaturverhältnisse sind von Einfluß; der Olivin wird im Innern eines Ganges, wo die Abkühlung eine langsame ist, und die Kristalle bei annähernd kon-

---

[1]) C. Doelter, Der Monzoni und seine Gesteine I, Sitzungsber. d. Wiener Akad. **111**, 12 [940] (1903).

[2]) Chelius, N. J. f. Min. **6**, 72 (1888).

stanter Temperatur wachsen können, viel größer werden, als am Rande, dasselbe gilt auch für die Feldspate und andere Mineralien, die an den Saalbändern seltener sind, und wird dies durch meine Versuche direkt bestätigt. In solchen Fällen wird man daher nicht eine intratellurische Ausbildung der größeren Gemengteile anzunehmen haben. Am meisten ändert sich aber die chemische Zusammensetzung in den Apophysen eines Massivs. Wenn Magma in kleinere Spalten eindringt, so beobachtet man oft Änderungen im Mineral- und im chemischen Bestande.

Biotit und Hornblende fehlen oft in den Apophysen einer diese beiden enthaltenden Granitmasse; dagegen tritt Quarz auf. Letzteres ist in diesem Falle leicht erklärlich, da dort die Temperatur niedriger war; Harada hat dagegen im Tangawagebirge bei Quarzdiorit beobachtet, daß dieser in den Apophysen auch als Amphibolgranit ausgebildet, also saurer geworden war. In manchen Apophysen des Monzonits tritt Orthoklasreichtum ein. Bei Klausen beobachteten Teller und von John ein Basischerwerden an den peripherischen Gängen.

Die Ursachen aller Unterschiede liegen zum Teil in dem Einflusse des Nebengesteins, zum Teil in der Differentiation oder auch manchmal in pneumatolytischer Wirkung.

Viertes Kapitel.

Abhängigkeit der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine von ihrem chemischen Bestande.

Die Ausscheidungen im Schmelzflusse hängen zwar nicht ausschließlich, aber doch in erster Linie von der chemischen Zusammensetzung des Magmas ab. Kieselsäurereiche (salische) Magmen werden daher die kieselsäurereichen Silikate, Quarz, Orthoklas, Albit, zur Abscheidung bringen, basische (femische) Magmen da-

gegen mehr Olivin, Pyroxen, Magnetit enthalten. Ebenso werden MgO-haltige Schmelzen Anlaß zur Bildung von Olivin, Biotit, Na-reiche zur Bildung von Nephelin, Albit oder von Natron-Augit Anlaß geben. Eine Einschränkung erfährt jener Satz durch die Bildung dimorpher Mineralien, durch Spaltungen und Umsetzung gewisser Mineralien oder Mineralgemenge, die wir später betrachten. Auch auf andere Weise ist es noch denkbar, daß im Mineralbestande verschiedene Gesteine aus demselben Magma entstehen, nämlich durch Einwirkung verschiedener Mineralisatoren. In einfachen Fällen lassen sich die Ausscheidungsverhältnisse feststellen, so bei der Entstehung von Korund, Spinell, dann z. B. bei Sanidin, welcher sich meist erst dann ausscheidet, wenn das Verhältnis von Kali zu Natron 2 : 1 ist (Lagorio). Schwieriger wird das sein, wenn z. B. mehrere Mg- und Ca-haltige Verbindungen möglich sind, wie z. B. Augit, Hornblende, Biotit, Olivin. Hier tritt auch der Einfluß der Affinitäten ein. Löwinson-Lessing hat die Frage nach der Affinität von SiO_2 zu den Metallen gestellt und findet folgende Reihenfolge: K, Mg, Na, Ca, welche jedoch nicht allgemein zutreffen dürfte [1]).

Bei Al-haltigen Verbindungen wird die Sache aber komplizierter, da diese komplexer sind; die Affinität wird hier eine Änderung erfahren können.

Ein besonderer Fall tritt dann ein, wenn, wie dies häufig zutrifft, isomorphe Mischkristalle zur Ausscheidung gelangen; wegen der Komplikation dieses Falles lassen sich Gesetzmäßigkeiten schwer ableiten, immerhin ist es recht verständlich, daß in eisenreichen basischen Gesteinen auch eisenreichere Pyroxene und Olivine sich ausscheiden, oder daß Pyroxene und Amphibol in natronreichen Gesteinen auch natronhaltig sind, wie ich 1882, Mann 1883 konstatiert hatte. Auch bei Natron- und Kalkhauyn trifft dies zu [2]).

Es ist auch darauf aufmerksam gemacht worden, daß man die Analyse der Gemengteile nicht mit der Bauschanalyse des Gesteins vergleichen sollte, sondern mit der chemischen Zusammensetzung, welche das Magma unmittelbar vor der Ausscheidung des betreffenden Gemengteiles hatte. In dieser Hinsicht wären Unter-

---

[1]) Vgl. C. Doelter, Physik.-chem. Mineralogie, S. 143.

[2]) Vulkane d. Kap-Verden. Graz 1882.

suchungen notwendig. Natürlich scheiden sich die zuerst gebildeten Kristalle aus einer anderen Mutterlauge aus als die letzten. Für den Petrographen kommt indessen praktisch doch hauptsächlich die Frage nach der Abhängigkeit von der Bauschanalyse in Betracht, weil es sich zumeist darum handelt, aus der Bauschanalyse die Mineralmengen zu berechnen, dies ist aber nur dann möglich, wenn die Zusammensetzung der isomorphen Mischkristalle nicht zu sehr schwankt, oder wenn sie durch Partialanalyse bekannt ist. Viel schwieriger ist aber der theoretische Rückschluß von der Bauschanalyse zu dem Magma, denn aus demselben Magma können sich einerseits, wie wir später sehen werden, verschiedene Mineralien ausscheiden, andererseits können aber durch verschiedene Einwirkung von Kristallisatoren sehr verschiedene Mineralgemenge entstehen, deren Bauschanalyse tatsächlich nicht das eigentlich ursprüngliche Magma wiedergibt. Streng genommen kann man daher das Wort Magma nicht mit der chemischen Zusammensetzung, wie sie die Bauschanalyse eines Gesteins gibt, identifizieren; denn aus dem Magma kann sich z. B., wie bei der Aplitbildung, ein saurer Rest nachträglich erst abscheiden.

Lagorio, Vogt und Morozewicz haben sich mit den Gesetzen der Abscheidung der Mineralien im Magma [1]) beschäftigt, und eine gewisse Abhängigkeit der Ausscheidungsmöglichkeit von dem chemischen Bestande des Magma gezeigt. So bildet sich Olivin in Schlacken aus basischen Mg-, Fe- und Mn-reichen Schmelzen. Enstatit bildet sich aus Schmelzen, die neben MgO noch 8 bis 13 CaO enthalten. Vogt stellt den Satz auf, daß die Mineralbildung nur von der chemischen Zusammensetzung der Durchschnittsmasse abhängt, die Mineralbildung beruht auf dem Gesetze der chemischen Massenwirkung.

Bezüglich der Ausscheidung der Tonerde [2]) kommt Morozewicz zu dem Resultate, daß gesättigte Alumosilikate vom Typus $(K_2, Na_2, Ca)\,O\,Al_2O_3 . n\,SiO_2$ (worin $n = 2 - 13$) bei hoher Temperatur fähig sind, Tonerde zu lösen und übersättigte Lösungen zu bilden. Während reine Na-Al-Silikatmagmen stark Tonerde lösen, sollen Ca-reiche dazu nicht befähigt sein. Die übersättigten

[1]) Auch hier ist statt Magma richtiger „Schmelzen" zu setzen.
[2]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. **18**, 1898.

Alumosilikatlösungen, sowohl gemischte wie einfache von der obigen Zusammensetzung, scheiden den ganzen Überschuß $n - 1$ von Tonerde in Korundform aus, wenn sie nicht etwa viel MgO und FeO enthalten, und wenn n nicht größer als 6 ist, dagegen in Spinellform, wenn sie mehr als $^1/_2$ Proz. MgO und FeO enthalten, oder, wenn $n > 6$ und wenn MgO nicht enthalten ist, in Sillimanitform. Es gibt aber auch bei Korund und Spinell Ausnahmen von dieser Regel, wie z. B. B. Vukits nachwies [1]). Überhaupt sagen die Regeln Morozewicz' nur aus, daß beim Zusammenschmelzen von Alumosilikaten mit Korund die beiden sich wieder gesondert ausscheiden, und daß beim Zusammenschmelzen mit Mg-Silikaten sich Spinell bilden kann. Ist MgO oder FeO vorhanden, so kann sich natürlich kein Spinell (außer Kalkspinell) bilden. Über die Bildung des Sillimanit siehe auch Kap. XII.

In der Natur finden sich mit Tonerde übersättigte Alumosilikatmagmen von granitisch-syenitischem und trachyt-andesitischem Typus, auch solche von einem besonderen selten beobachteten Anorthittypus. Diese scheiden nach Morozewicz beim Kristallisieren die überschüssige Tonerdemenge in Korund-, Spinell-, Cordierit- und Sillimanitform nach den für künstliche Alumosilikatlösungen festgestellten Gesetzen aus. Korund, Spinell, Sillimanit und Cordierit, welche in Eruptivgesteinen auftreten, bilden eine genetische Gruppe von Mineralien, deren Bildungsweise in engster Beziehung zueinander steht.

Die erwähnten Gesetze können aber nicht als ausschließliche angesehen werden; abgesehen, daß auch bei künstlichen Schmelzmassen Einschränkungen existieren, wirken die Abkühlungsverhältnisse sehr bedeutend, so daß oft je nach der Abkühlungsgeschwindigkeit das eine oder das andere Mineral ausbleibt, oder daß sich solche bilden, welche unter anderen Verhältnissen nicht erscheinen würden; dies sind metastabile Formen. Gerade bei Spinell, Magnetit z. B. spielt die Abkühlungsgeschwindigkeit eine große Rolle, bei rascher Abkühlung scheiden sie sich aus, während bei sehr langsamer ihre Bestandteile in den Augit (oder die Hornblende) hineingehen. Bei rasch gekühlten Schlacken ist der reine Einfluß der chemischen Zusammensetzung jedenfalls ein größerer, als bei den langsam gekühlten Schmelzen oder den

[1]) Zentralblatt f. Mineral. 1904, Nr. 24 und 1905, Nr. 13.

natürlichen Gesteinen, weil dort die Abkühlungsverhältnisse stets ähnliche sind.

Auch Iddings betont, daß sich aus Magmen von gleicher chemischer Zusammensetzung verschiedene Mineralien oder verschiedene Kombinationen von Mineralien abscheiden können, je nach den bei der Kristallisation herrschenden physikalischen Bedingungen, was voraussetzt, daß im Magma die hiernach ausgeschiedenen Mineralien nicht stets als solche im flüssigen Zustande sich finden müssen und dies ist sehr wahrscheinlich. Wir werden später sehen, daß es außer der Differentiation noch eine ähnliche Erscheinung gibt, bei welcher ohne Änderung des totalen chemischen Bestandes verschiedener Mineralbestand sich ausbilden kann. Das Magma enthält eben nicht nur die Moleküle der zur Ausscheidung gelangenden Mineralverbindungen, es ist dissoziiert.

Dissoziation des Magmas.

Die eben erwähnte Frage und die der Kristallisationsdifferentiation hängen auch mit der Dissoziation der Magmen zusammen. Barus und Iddings [1]) zeigten, daß das Magma dissoziiert ist und daß der Grad der Dissoziation für drei verschiedene Magmen verschieden ist, er ist größer bei dem sauren Magma, als bei dem basischen. Indessen wissen wir nur sehr wenig über den Dissoziationsgrad, insbesondere bei tonerdearmen und tonerdereichen Magmen [2]).

Eine sehr wichtige Frage ist die, ob in der flüssigen Schmelze die Verbindungen, welche später aus ihr heraus kristallisieren, in ihre Oxyde dissoziiert sind oder nicht. Einige, wie Vogt, nehmen an, daß nur Verbindungen in der Schmelze vorkommen, während Iddings der Ansicht ist, daß jene in ihre Oxyde zerlegt sind. Meiner Ansicht nach kommen sowohl die Moleküle der Verbindungen vor, wie jene der Oxyde. Tonerdehaltige Verbindungen sind wahrscheinlich stärker dissoziiert als tonerdefreie. Der Dissoziationsgrad, das Verhältnis der dissoziierten Moleküle zu den undissoziierten ist aber unbekannt.

---

[1]) Americ. Journ. **44**, 242 (1892).

[2]) Siehe C. Doelter, Chem.-phys. Mineralogie 1905, S. 102.

Nach Iddings[1]) wäre der Abscheidungsvorgang ein derartiger, daß die Alkalien die Tonerde an sich reißen, um mit SiO_2 so viel als möglich Feldspat zu bilden, und daß dieselben erst dann in Glimmer und Pyroxene oder Amphibole eintreten, wenn die im Magma vorhandene Tonerde nicht genügend ist, um Feldspate zu bilden; ich stelle mir, da die letztgenannten Mineralien die zuerst gebildeten sind, den Vorgang so vor, daß Glimmer, Pyroxen, Amphibol erst dann Al_2O_3 aufnehmen, wenn diese im Überschuß vorhanden ist. Tonerde verbindet sich nach Iddings mit Kalk erst dann zu Anorthit, wenn sie im Überschuß über die Alkalien vorhanden ist; es kommt also die Affinität der Kieselsäure zu den Basen in Betracht. Jene Tatsachen würden mit der späteren Regel, die wir bei der Ausscheidung der Mineralien sehen werden, zusammenhängen, daß sich die einfachen tonerdefreien Silikate früher bilden.

Wir wenden uns jetzt zu einem anderen Thema, zum Vergleiche verschiedener Magmen.

Vorgänge im Magma. Was sich im Magma für Vorgänge abspielen, wissen wir nicht, wir haben nur die Endprodukte vor uns, die Gesteine. Hierbei ist die Vorstellung wichtig, welche wir bezüglich der Dissoziation der Magmen haben. Um diese Vorgänge zu beleuchten, bleibt nur der Weg des Experimentes offen; schmilzt man zwei Mineralkomponenten zusammen, so können nach meinen Versuchen 1. entweder dieselben Mineralien sich wieder bilden, oder 2. es bilden sich neue Verbindungen, 3. es scheidet sich nur die eine Komponente ab, die andere bleibt glasig, oder wenn eine in kleinen Mengen vorhanden ist, kann sie von der ersten vorherrschenden aufgenommen werden[2]). Nur in dem ersten Falle kann man annehmen, daß keine oder nur geringe Dissoziation vorhanden war, wie z. B. bei Labrador-Augit. Wir wollen die verschiedenen Reaktionen im Kapitel V betrachten.

Vergleich der Gesteinsmagmen.

Um aus den Analysenresultaten auf die vermeintlichen Magmen zu schließen und diese zu vergleichen, ist eine Umrechnung

[1]) On Rock Classification; Journ. of Geol. 6 (1898).
[2]) C. Doelter, Silikatschmelzen, Sitzungsber. Wiener Akad. 113 (1904).

notwendig, die nach Rosenbusch derartig geschieht, daß man die Sauerstoffverhältnisse berechnet; zuerst wird das Wasser abgezogen (wodurch allerdings bereits ein Fehler entsteht), dann die Analyse auf 100 berechnet, und die einzelnen Zahlen durch das Molekulargewicht der betreffenden Stoffe: SiO_2, Al_2O_3 usw. dividiert, man erhält dann die Molekularproportionen; die Summe derselben, durch 100 multipliziert, ergibt die Atomzahl, welche nach Rosenbusch schon charakteristisch für die chemische Stellung des Gesteinsmagmas ist.

Osann[1]) hat diese Darstellung weiter ausgeführt und damit den Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine gemacht. Nach Berechnung der Molekularproportionen werden nach ihm verglichen:

1. Der Gehalt an SiO_2 (wozu etwaige TiO_2, ZrO_2 gerechnet werden), er wird mit (s) bezeichnet.

2. Die Alkalien werden mit Tonerde zu einer Atomgruppe $(Na, K)_2Al_2O_4$ vereinigt, die mit **A** bezeichnet wird.

3. Der Rest der Tonerde wird an Kalk gebunden, zu einer Atomgruppe $CaAl_2O_4$, die mit **C** bezeichnet wird.

4. Die übrigen Metalloxyde (besonders Fe, Mg, Ca) werden zu einer Atomgruppe $\overset{II}{R}O$ verbunden, (**F**)[2]).

5. Das Verhältnis der Alkalien, also $Na_2O : K_2O$, wird auf die Summe 10 berechnet und es wird aber nur ein Wert n angegeben, z. B. Natron, dann wird das Verhältnis dieser Zahlen als Grundlage zu einer Gesteinsformel benutzt; da es aber nicht auf die absoluten Größen von A, C, F ankommt, weil

$$2A + 2C + F = 100 - s$$

ist, so genügen ihre Verhältniszahlen a, c, f, wobei $a + c + f = 20$ ist. Es wäre z. B. in einer Analyse gefunden worden:

$$SiO_2 + TiO_2 = 59{,}5,\ a = 4,\ c = 3,\ f = 13,\ n = 7{,}5,$$

so ist $\qquad 2A + 2C + F = 100 - 59{,}5 = 40{,}5,$

andererseits ist, da, wie oben bemerkt,

$$a + c + f = 20,$$
$$a : c : f = 4 : 3 : 13,$$
$$Na_2O : K_2O = 7{,}5 : 2{,}5.$$

---

[1]) Min.-petr. Mitt. **19**, 353 (1900) und **20**, 398 (1901).

[2]) Wobei Fe_2O_3 auch als FeO berechnet wird.

Aus den Größen *A*, *C*, *F* lassen sich andererseits sehr leicht die entsprechenden Metallatomzahlen berechnen, denn es werden sich aus der Zahl für SiO_2, z. B. 59,5, die Atome von Si, aus der Zahl für Al_2O_3, 10,36, die Atome von Al, aus der Zahl für $\overset{II}{R}O$ die Atome von Fe, Mg, Ca, aus der Zahl für Na, K die Atome von Na, K berechnen.

Das Verhältnis $a:c:f$ gibt also für die Analysen einen annähernden Maßstab für die Mengenverhältnisse, in welchen sich Alkalifeldspate, Anorthit und dunkle Gemengteile an der Zusammensetzung eines Gesteins beteiligen. f gibt ein Bild von der Menge aller alkali- und tonerdefreien Gemengteile (ausgenommen den Ägyrin), aus dem Verhältnis von s zu *A*, *C* und *F* kann man auf das Vorhandensein von Orthosilikaten neben Metasilikaten schließen. Eine Abkürzung der Osannschen Berechnungen hat E. Kaiser angegeben, ebenso d'Ans[1].

Auf einzelne Fehler der Methode hat der Verfasser selbst hingewiesen, z. B. auf das Nichtberücksichtigen des Wassers bei Glimmer, kleine Fehler bei Anwesenheit von Hauyn usw.

Weitere Fehler müssen durch die Nichtberücksichtigung der Oxydationstufen des Eisens entstehen. Da z. B. bei Augiten Al_2O_3 häufig durch Fe_2O_3[2]) vertreten wird, so ist es nicht gestattet, dieses als Vertreter von CaO, MgO aufzufassen — [es ist geradezu ein Rückschritt, wenn jetzt die noch vor wenigen Jahren als unbedingt notwendig geforderte Trennung von FeO und Fe_2O_3 als überflüssig bezeichnet wird. Den Einwand, daß eine Trennung von Eisenoxyd und Eisenoxydul nur bei tadellosem Material einen Zweck habe, kann ich nicht gelten lassen, denn wenn Analysen berechnet werden, die einige Prozente Wasser enthalten, so können diese auch nicht zu den tadellosen gerechnet werden, und wäre daher ihre Berechnung überflüssig. Jedenfalls stecken in der Berechnungsmethode sehr viele Fehlerquellen, die nicht vernachlässigt werden sollten].

Die Osannsche Methode ist eigentlich auf der Rosenbuschschen Kerntheorie aufgebaut und hat den Zweck, diese Kerne hervortreten zu lassen; nun wissen wir aber jetzt, daß die Kerne sich nur mit großem Zwang herausrechnen lassen, und daß über-

---

[1]) Zentralbl. f. Min. 1904, Nr. 14.

[2]) Osann, l. c. S. 354.

haupt solche Kerne sehr zweifelhaft sind. Es ist daher fraglich, ob Osanns Berechnungen in dieser Hinsicht von großem Werte sind, denn der Vergleich der Magmen läßt sich ohne sie z. B. durch die graphische Methode nach Michel-Lévy und Brögger ebenso gut anstellen, jedenfalls kann man aber aus ihr das lernen, daß die einfachen Resultate der Analyse zum Vergleiche der Gesteine nicht geeignet sind und einer Umrechnung bedürfen, und als solche Umrechnungsmethode ist sie jedenfalls von Wert.

Eine Modifikation der Rosenbuschschen Berechnungsmethode hat F. Becke [1]) gebracht, welche er mit einer graphischen Methode verbindet; diese Methode ist weniger auf die Kernhypothese gegründet, und nimmt mehr die Mineralien selbst zur Basis. Bei der Berechnung wurde die Annahme gemacht, daß die Alkalien mit Aluminium und Silicium in Feldspatverbindungen vorhanden sind ($NaAlSi_3O_8$ bzw. $KAlSi_3O_8$). Der verbleibende Rest von Al ist mit Ca und Si als Anorthit gebunden, der Rest Ca nach Abrechnung des Anorthits als ein Augit $Ca\overset{II}{R}Si_2O_6$. Das Eisenoxyd ist teilweise im $Fe_2O_3 . FeO$, teils im Augit (Hypersthen) gebunden; bei Vorkommen von Glasbasis wird die Berechnung erschwert, da dieselbe sowohl $NaAlSi_3O_8$ als auch Überschuß von Si enthält.

Die Berechnung der Gesteinsmagmen ist von besonderer Wichtigkeit bei der Klassifikation der Eruptivgesteine, es haben sich besonders Michel-Lévy, Becke, Löwinson-Lessing, Osann in dieser Hinsicht bemüht und sind zu diesem Zwecke die früher angegebenen Methoden von Wert. Es liegt jedoch dieser Gegenstand nicht im Rahmen dieses Werkes; erwähnt sei noch, daß W. Cross, Iddings, Pirsson und H. Washington [2]) auf Grundlage der chemischen Zusammensetzung eine vollständige Einteilung der Eruptivgesteine aufstellten; insbesondere hat sich letzterer durch Berechnung aller neuer Analysen von 1884 an große Verdienste erworben.

Fehler der Gesteinsberechnungsmethoden. Auf einige weitere Fehler, welche allen Berechnungen eigen sind, möchte ich aufmerksam machen; vor allem betrifft dies den

[1]) Tscherm. Min. Mitt. **16**, 185 (1897); ebenda **19**, 310 (1900).
[2]) Quantit. Classification of ign. Rocks. Chicago 1903.

Wassergehalt, der nicht vernachlässigt werden sollte. Allerdings wissen wir nicht, wie der Wassergehalt zustande kommt, und es ist daher nicht möglich, ihn in die Berechnung einzuziehen, aber er bildet, falls er nicht sehr gering ist, eine Fehlerquelle, eine solche ist auch der erwähnte bezüglich der Eisenoxyde.

Ein großer Fehler aller derartigen Berechnungsmethoden ist es aber, daß alle Zahlen der Analyse als gleichwertige angesehen werden und nicht berücksichtigt wird, daß die Trennungs- und Bestimmungsmethoden für die verschiedenen Bestandteile sehr verschieden genaue sind; dann wäre es auch von Vorteil, wenn der Analytiker des Gesteins auch selbst der Rechner desselben wäre, da ersterer eher die Fehler der Analyse zu würdigen weiß, während der Rechner oft nicht einmal weiß, nach welcher Methode analysiert wurde. Bei Gesteinsvergleichen ist es aber im allgemeinen untunlich, Analysen zu vergleichen, die nach verschiedenen Methoden ausgeführt sind, z. B. solche nach der Bunsenschen Aufschließung mit kohlensaurem Natronkali oder nach der Hillebrandschen oder nach der von Jannasch.

Es sollte daher jeder Analytiker die angewandte Methode angeben, was auch zum Teil geschieht. In jeder Analyse steckt aber auch ein persönliches Moment, und können daher von verschiedenen Analytikern ausgeführte Analysen kleine Differenzen zeigen.

Endlich ist auch zu berücksichtigen, daß ja oft wenige Meter voneinander entfernte Handstücke Differenzen zeigen können. Aber abgesehen von diesen unbedeutenden Fehlern ist ein Fehler, der ganz bedeutend ins Gewicht fallen kann, der, daß die Alkalien nicht mit jener Genauigkeit bestimmt werden können als etwa SiO_2 oder Fe_2O_3. Auch die Bestimmung der MgO ist nicht so genau wie jene. Die Trennungsmethoden zwischen Alkalien und Erdalkalien und der Alkalien untereinander sind viel weniger genau als die Bestimmung von SiO_2 oder Al_2O_3. Bei den Alkalien wird Na vielfach aus der Differenz bestimmt, was jedenfalls nicht als genau bezeichnet werden kann.

Es ist nun klar, daß der relative Fehler bereits ein bedeutender sein kann, wenn etwa bei K_2O eine Menge von 0,02 Proz. zu viel oder zu wenig erhalten wird, während bei SiO_2 dies gar nicht in Betracht kommt. Weil die Trennungsmethode bei SiO_2 und Al_2O_3 eine viel genauere ist als bei K_2O,

Na_2O, MgO, so werden also gerade bei Bestandteilen, die oft nur 0,5 bis 7 Proz. ausmachen, bedeutend größere Fehler eintreten als bei solchen, die 20 bis 70 Proz. ausmachen. Die Genauigkeit der Bestimmung der der Berechnung unterliegenden Bestandteile ist also ganz verschieden.

Das sind genügende Gründe, um die Gesteinsberechnungen zwar keineswegs zu verwerfen, aber doch Schlüsse aus ihnen mit gewisser Vorsicht aufzunehmen, wenn es sich um genauere Vergleiche handelt. Zu bemerken ist auch, daß bei Gesteinsanalysen eine Kontrolle, wie sie bei Mineralanalysen durch die geringere oder größere Übereinstimmung mit der Formel gegeben ist, nicht besteht und daher eigentlich erst durch Wiederholung der Analyse ihre Genauigkeit erkannt werden kann.

Graphische Darstellung von Gesteinsformeln. Bei den Berechnungen Osanns u. a. handelt es sich neben anderen Aufgaben auch darum, einen Vergleich der Gesteine untereinander zu ermöglichen und in dieser Hinsicht werden sie besonders von Nutzen sein. Zum Zwecke des Vergleiches der Magmen eignen sich besonders die graphischen Darstellungen der Gesteine. Solche sind von Iddings[1]), Washington, Becke[2]), Michel-Lévy[3]) und Brögger[4]) vorgeschlagen worden. Zum Vergleiche einzelner oder mehrerer Gesteine eignet sich besonders die von Michel-Lévy, welche Brögger etwas modifizierte (Fig. 1 und Fig. 2).

Auf zwei Senkrechten werden horizontal rechts und links SiO_2, auf der Vertikalen CaO oben, unten Al_2O_3 aufgetragen, dann werden auf Radien, welche mit der horizontalen Achse 60^0 bilden, die Zahlen für Na_2O links, für K_2O rechts unten aufgetragen, oben dagegen MgO rechts, FeO links. Alle Mengen werden in Millimetern aufgetragen, die den Quotientzahlen entsprechen.

Die erhaltenen Punkte werden verbunden, Fe_2O_3 kann hierbei auch berücksichtigt werden, indem es auf die FeO-Linie aufgetragen wird. Diese graphische Darstellung ist sehr übersichtlich, da sofort die Acidität des Gesteins aus der Figur hervorgeht; eine horizontal gedehnte Figur ist die für ein saures Gestein,

[1]) Origin of igneous rocks 1892.
[2]) Tschermaks Min. petr. Mitt. 16, 315 (1897).
[3]) Bull. d. l. carte géol. (11), 57, 1897.
[4]) Ganggefolge des Laurdalits. Christiania 1898.

eine kurze die eines basischen Gesteins; die salischen (leukokraten) Gesteine erscheinen oben flach, die femischen (melanokraten) oben hoch. Die Na, Al-reichen Gesteine sind nach unten stark verlängert, kurz, es läßt sich aus der Figur mit großer Leichtigkeit die chemische Zusammensetzung ersehen und wenn die Zeichnung genau ist, kann man aus ihr die chemische Zusammensetzung ablesen.

Will man eine große Anzahl von Analysen vergleichen, was besonders in genetischer Hinsicht wichtig ist, so wird der Raum,

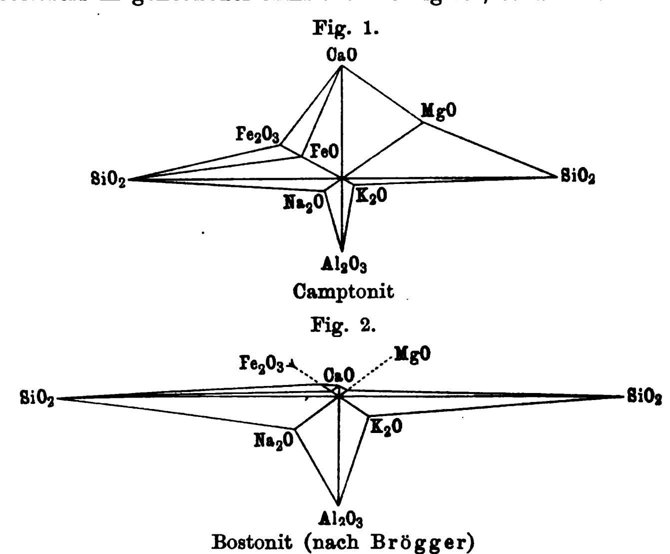


Fig. 1. Camptonit

Fig. 2. Bostonit (nach Brögger)

den die Diagramme beanspruchen, groß, und die Übersicht geht verloren. In diesem Falle eignet sich die von F. Becke vorgeschlagene Methode weit besser.

Die graphische Methode Osanns besteht darin, daß er in die Dreiecksprojektion das auf die Summe 20 berechnete Verhältnis $a:c:f$ einträgt.

Ebenso benutzt Becke [1]) die Dreiecksprojektion, indem er von dem Verhältnis Ca:Na:K ausgeht, wie es schon Brögger [2]) früher versuchte, wobei in die Ecken eines gleichseitigen Drei-

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 13, 160.

[2]) Erupt.-Folge d. triadisch. Eruptivgesteine v. Südtirol, S. 55 (1895).

ecks die an K-, Na-, Ca-reichsten Gesteine kommen, in die Mitte diejenigen, bei welchen der Gehalt an jenen Stoffen ungefähr gleich ist. Außerdem muß aber die Darstellung durch ein Vertikalbild (Fig. 3) vervollständigt werden, damit auch der Gehalt an Si in Betracht gezogen werden kann. Jede Analyse wird durch einen Punkt dargestellt. Diese graphische Darstellung erlaubt daher, die genetischen Beziehungen der Eruptivgesteine zur Darstellung zu bringen. Eine Schwierigkeit, welche allen Darstellungen eigen, ist die, die Übergangszonen zur Abgrenzung zu bringen; diese Schwierigkeit wird namentlich bei der Klassifikation der Gesteine hervortreten; in dieser Hinsicht leisten die graphischen Darstellungen Bröggers gute Dienste, weil sie die Übergänge sehr anschaulich machen.

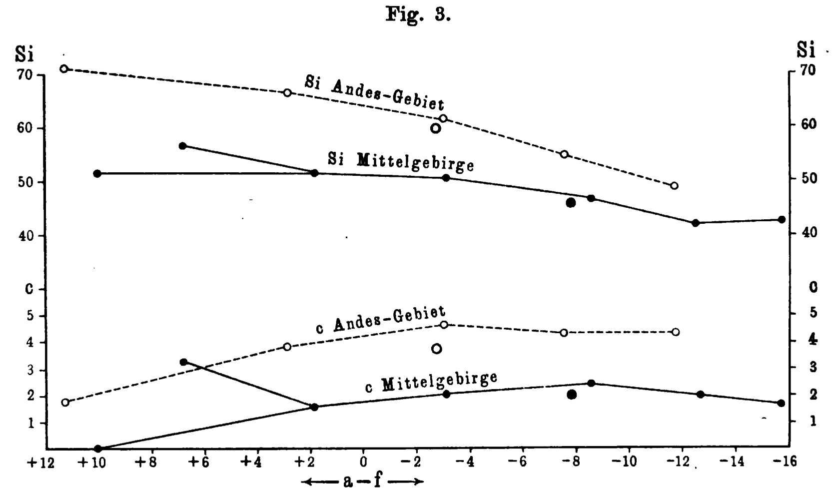
Becke[1]) hat 1903 eine neue Art der Berechnung und graphischen Darstellung gegeben, wobei der Ausgangspunkt die Alkalien sind. Mit der äquivalenten Menge von Tonerde vereinigt, geben sie die Zahl A (Anzahl der Molekülgruppen $K_2O . Al_2O_3 + Na_2O . Al_2O_3$). Die übrig bleibende Tonerde wird mit CaO zu $C = CaO . Al_2O_3$ verbunden. Der Rest von CaO mit FeO, MgO zusammen bildet $F = CaO + MgO + FeO$ (Fe_2O_3 wird in FeO umgerechnet). Die drei Molekülgruppen A, C, F auf die Summe 20 umgerechnet, geben die drei Vergleichszahlen a, c, f Osanns. Je nach der Lage des Analysenortes sieht man, ob das Gestein mehr Albit und Anorthit, oder Olivinsilikat und Pyroxensilikat enthält.

Bei der Eintragung des Analysenortes wird zunächst von dem Si-Gehalt abgesehen, je nach der Höhe desselben kann aus den Oxyden der Gruppe F entweder das Pyroxensilikat $\overset{II}{R}SiO_3$ oder das Olivinsilikat $\overset{II}{R}_2SiO_4$, aus Gruppe A entweder $\overset{I}{R}_2Al_2Si_6O_{16}$ oder $\overset{I}{R}_2Al_2Si_4O_{12}$ (Leucit) oder $R_2Al_2Si_2O_8$ Nephelin entstehen. Aus C wird Anorthit $CaAl_2Si_2O_8$. Ist noch Si-Überschuß vorhanden, so führt das zur Bildung von Quarz, Tridymit oder saurem Glas. Sinken unter die Sättigungsgrenze bedeutet Bildung von Olivinsilikat, von Feldspatvertretern oder Ausscheidung von Oxyden. Um den Si-Gehalt graphisch darzustellen, wird eine Projektion auf eine Vertikalebene durchgeführt (Fig. 3), und zwar wird diese Ebene

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. **22**, 212 (1903).

durch *AF* gelegt. Als Beispiel dienen die Gesteine der Anden und die des Mittelgebirges. Die Andengesteine zeichnen sich durch höheren C-Gehalt und höhere Si-Zahl vor den böhmischen

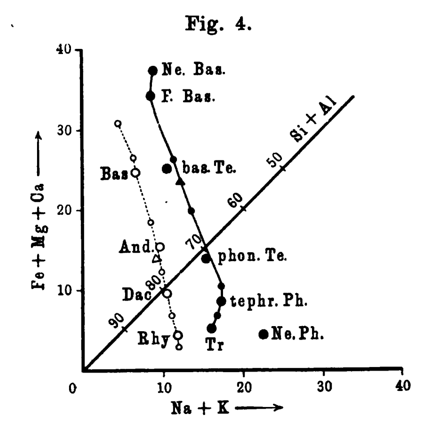
Fig. 3.



Vergleich der Eruptivgesteine des Andes-Gebietes und des böhmischen Mittelgebirges (nach F. Becke).

aus. Die Unterschiede sind bei Zahl *A* größer als an dem *F* genäherten Ende. Es folgt noch daraus, daß die Andengesteine auch reicher an Al sind. Bei den böhmischen ist der Gehalt an

Fig. 4.



Die nach Si + Al getrennten Gruppen sind durch kleine schwarze Kreise dargestellt und durch eine Linie verbunden. Die Gesteinsarten durch größere schwarze Kreise dargestellt, decken sich zum Teil mit ihnen. Die Linie links bezieht sich auf die Andengesteine, die stark hervorgehobene rechts auf die Mittelgebirgsgesteine.

anderen Basen beträchtlich höher. Die Kurve, die durch die Analysenörter gezogen wird, ist für beide Eruptivgebiete einigermaßen ähnlich; in beiden Reihen ist ganz zum Schluß wieder stärkere Abnahme des Si zu bemerken; bei den Andengesteinen ist von Rhyolith bis Basalt eine ständige Zunahme des Al zu bemerken, welche nur vom Dacit zum Andesit stark verzögert wird. Bei den Mittelgebirgsgesteinen zeigt sich zuerst Zunahme, dann Abnahme des Al, erst am Schluß nimmt Al wieder etwas zu.

Den chemischen Unterschieden entsprechen natürlich solche in der mineralogischen Zusammensetzung. Die beiden verglichenen Gesteinsreihen sind die Vertreter weit verbreiteter Typen, der granito-dioritischen und der foyaitisch-theralithischen Reihe, und es ergeben sich interessante Beziehungen zwischen den Eruptivgesteinen des Mittelgebirges und jenen der Anden. In ersterem Gebiete sind die schweren Elemente, im Andesgebiete mehr die leichten vertreten. Zu den leichten gehören auch O und H und gerade die Andesitvulkane sind durch ihre zerstörenden Wasserdampfexplosionen bekannt, und dort wiegen auch die losen Tuffe und Aschen vor, während in dem böhmischen Mittelgebirge Phonolithtuffe sehr selten sind. Zu einer Zeit, als die Elemente noch im Gaszustande waren, erfolgte die Differenzierung nach der Gasdichte. Die andesitischen Gesteine stammen aus den oberen Schichten, die böhmischen (Tephrite, Phonolithe) aus den unteren.

In Konsequenz seiner Vergleiche kommt Becke schließlich zu der Unterscheidung einer leichteren und einer schwereren Magmareihe, welche er wegen ihres Verbreitungsbezirkes atlantische und pazifische Gesteinssippe benennt; er sagt, wo jungvulkanische Gesteine längs den jungen, gefalteten Kettengebirgen aufgereiht sind, gehören sie der leichteren, der andesitischen Gaureihe an; wo Vulkaneruptionen längs Schollenbrüchen auftreten, haben wir die bezeichnenden Gesteine der schweren tephritischen Gaureihe. Für solche allgemeine Vergleiche ist die Beckesche Methode sehr brauchbar, da ja kleine Analysenfehler hier wenig in Betracht kommen.

Auch G. Prior [1]) ist bei dem Vergleich der ostafrikanischen Gesteine, dann der vulkanischen Produkte von St. Helena, Pan-

[1]) Miner. Mag. **61**, 228 (1902).

telleria, Asuncion, der Canaren usw. gleichzeitig zu ähnlichen Resultaten wie Becke gelangt.

Fünftes Kapitel.

Die Differentiation der Magmen.

Wenn, wie wir dies gesehen haben, die verschiedenen Eruptivgesteine größere chemische Verschiedenheiten zeigen, so muß der Grund für diese entweder in einer ursprünglichen Verschiedenheit der Magmen liegen oder durch Mischung entstehen oder es können sich aus einem Magma chemisch und mineralogisch verschiedene Gesteine bilden. Die Ansichten über die Verschiedenheit des chemischen Bestandes der Gesteine sind:

1. Die Mischungstheorie Bunsens: Entstehung aller Gesteine durch Mischungen zweier räumlich getrennter Magmen, eines basischen und eines sauren.

2. Die Differentiationstheorie: Spaltung eines Urmagmas in mehrere differente Magmen.

3. Assimilationstheorie: Entstehung durch Veränderung eines ursprünglichen Magmas durch Einschmelzen der durchbrochenen Massen.

Während Bunsen die Zwei-Herde-Theorie: Existenz eines sauren und eines basischen Herdes, deren Produkte sich mischen, annahm, sprach Sartorius v. Waltershausen[1]) die Ansicht aus, daß in einem Urmagma eine Sonderung nach dem spezifischen Gewicht stattfindet, wobei die Feldspate an der Oberfläche liegen, während in einer Tiefe von etwa 21 Meilen die schwereren Silikate, namentlich Augit, dann auch Magneteisen sich vorfinden. Ähnliche Ansichten hatte auch Ch. Lyell[2]) ausgesprochen, während andererseits Ch. Darwin[3]) und J. D. Dana die Differentiation berührt hatten. In präziser Form war es J. Durocher[4]), welcher

---

[1]) Vulk. Gesteine. Göttingen 1859.
[2]) Man. of geol. 1858, El. of geol. 1871.
[3]) Volcanic Islands, 1857.
[4]) Ann. des mines 1857, **11**, 217.

sich eine Trennung der Magmen nicht nach dem spezifischen Gewichte, sondern als „Liquation“ (Saigerung) wie bei Legierungen vorstellt.

Wie wir sehen werden, dürfte sowohl die Ansicht, daß eine Trennung nach dem spezifischen Gewichte stattfindet als auch die eigentliche Differentiationstheorie berechtigt sein. Letztere ist in den letzten Jahren mit großem Erfolg von H. Rosenbusch [1]) aufgenommen worden und sie ist namentlich in der von Brögger [2]) etwas modifizierten Form zu einer sehr plausiblen Theorie herausgebildet worden, die viele früher wenig erklärbare Beziehungen der Eruptivgesteine untereinander zu beleuchten imstande ist, wenn ihr auch von mancher Seite vielleicht eine etwas übertriebene ausschließliche Bedeutung zugeschrieben worden ist. Indessen sind unter dem Titel Differentiation doch im wesentlichen zwei verschiedene Dinge, die allerdings verwandt sind, einbegriffen worden, die man zweckmäßiger trennt, nämlich die Sonderung im Erdinnern, die natürlich nur von theoretischen Gesichtspunkten betrachtet werden kann, und die eigentliche Differentiation in den Stöcken, Lakkolithen, Gängen, die zu erforschen wir wirklich imstande sind. Man unterscheidet daher 1. die magmatische Differentiation, 2. die Kristallisationsdifferentiation. Loewinson-Lessing unterscheidet erstere noch in die tiefmagmatische und diejenige, welche beim Aufdringen des Magmas in Spalten und Höhlungen eintritt; in letzteren kann sowohl magmatische als Kristallisationsdifferentiation auftreten.

J. Roth [3]) hat die Aufmerksamkeit auf eine andere Art von Differentiation gelenkt, die wir bereits S. 58 berührten. Bei der Abkühlung einer Schmelze können nämlich verschiedene Mineralien sich ausscheiden, so daß chemisch idente Gesteine doch mineralogisch verschieden sein können, wofür nicht wenig Beispiele vorliegen. Schon im Jahre 1883 habe ich gezeigt [4]), daß bei der Umschmelzung von Gesteinen sich nicht stets dieselben Mineralien bilden müssen, wie sie in dem ursprünglichen Gesteine vorkommen. Wir werden diese nicht zu unterschätzenden Erscheinungen später betrachten.

---

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. **11**, 144 (1890).
[2]) Das Ganggefolge des Laurdalits. Christiania 1898.
[3]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **43**, 7 (1891).
[4]) Ibid. **35**, 389 (1883).

Michel-Lévy machte namentlich auf den Einfluß der Mineralisatoren aufmerksam, welcher für die Differentiation wichtig sein könne, während Teall[1]) schon 1888 das Ludwigsche und Soretsche Prinzip auf die Differentiation der Silikate anwandte; dasselbe bedeutet hier, daß die schwereren Flüssigkeiten nach den kälteren Stellen diffundieren.

J. Iddings[2]) erörtert die hier angeführten Theorien von Bunsen bis Rosenbusch und kommt, obgleich er die Kerntheorie, wie sie letzterer Autor darstellte, nicht anerkennt, zu dem Resultate, daß ein Urmagma sich in verschiedene Magmareservoirs abgespalten habe und daß dann diese sich weiter differenziert hätten. Er führt den Ausdruck Consanguinity, Blutsverwandtschaft, ein, nämlich die Abstammung aller Eruptivgesteine eines Distriktes aus einem gemeinschaftlichen Magmabassin. G. F: Becker denkt sich ein Gemisch zweier Flüssigkeiten von verschiedenem Schmelzpunkt, die sich beim Erkalten nach den Schmelzpunkten abscheiden, was also der Differentiation entgegen wäre, ferner sucht er durch die Hypothese der fraktionierten Kristallisation die Differentiation zu erklären. Eine Art Rückkehr zu Bunsens Hypothese ist die Ansicht Dalys, welcher unter der festen Erdrinde überall ein basisches Magma annimmt; er erklärt dies dadurch, daß gewaltigere Spaltenergüsse nur Basalte liefern, und dadurch, daß die meisten Vulkane der Gegenwart kein saures Magma auswerfen. Im allgemeinen läßt sich wohl behaupten, daß jetzt basische Magmen dominieren, daß aber zu bestimmten Zeiten fast nur saure Magmen ausgeworfen wurden. Wenn es sich bestätigen sollte, daß, wie Salomon meint, die alpinen Granite tertiär sind, so müßte man sagen, daß während der älteren Tertiärzeit mehr saure Gesteine in den Alpen gefördert worden sind (obgleich gewiß nicht alle alpinen Granite tertiär sein dürften); an anderen Punkten haben wir aus der Tertiärzeit aber auch viele basische Magmen. Da das Alter vieler Tiefengesteine mit Sicherheit nicht bestimmbar ist, so ist hier der Hypothese viel Spielraum gelassen.

Schweig[3]) hat Experimentalstudien über Differentiation angestellt, indem er die Grenze der Aufnahmefähigkeit eines

---

[1]) British Petrography 1888.
[2]) Bull. Phil. soc. Washington 12 (1894).
[3]) N. J. f. Min. (Beilage) 17, 516 (1903).

Silikates für die an seiner Zusammensetzung teilnehmenden Elemente bei konstanter Temperatur feststellte. Als Resultat seiner Studien erwähnt er, daß die Differentiation nur durch Abkühlung oder Druckveränderung möglich ist. Wenn das Magma nicht zu viskos ist, so wird Trennung nach dem spezifischen Gewicht eintreten. Bei Druckentlastung werden die Kristalle flüssig und liefern chemisch differente Magmen. Es würde zu weit führen, die vielen Arbeiten über Differentiation einzeln anzuführen, wir wollen nur die Spaltungstheorie von Rosenbusch näher betrachten.

Unter Spaltung versteht Rosenbusch den spontanen Zerfall eines chemisch gleichartigen Gesamtmagmas in zwei oder mehrere chemisch differente Teilmagmen. Die chemischen Gesetze, nach welchen Gesamtmagmen in Teilmagmen zerfallen, gelangen am schärfsten zum Ausdrucke in den Beziehungen der Metallatome der Magmen. Die Gesteine werden in verschiedene Gruppen zerlegt, von denen die einen das Maximum der Spaltfähigkeit erreicht haben, weil in diesen ein bestimmter Kern vorherrscht.

1. Das Foyaitmagma φ findet sich in den Phonolithen, Eläolithsyeniten, Leucitophyren, ein fast reiner Kern von $(Na, K) Al Si_2$.

2. Das Granitmagma γ, welches in kalkarmen Graniten, Syeniten, Quarzporphyren, Rhyolithen, Trachyten vorkommt, mit dem Kern $R Al Si_2$.

3. Das granitdioritische Magma δ, ein gemischtes Magma, neben dem früheren Kern φ kommt der Kern $Ca Al_2 Si_4$ vor.

4. Das Gabbromagma ψ, ein gemischtes Magma, enthält neben $Ca Al_2 Si_4$ noch in prozentual geringer Menge $(Na, K) Al Si_2$, dann die Kerne $Ca Si$, $Mg Si$, $Fe Si$ und in manchen den Olivinkern $R_2 Si$.

5. Das Peridotitmagma π enthält außer den genannten Kernen viel $R Si$ und $R_2 Si$, zuweilen noch etwas Al-haltige Kerne.

6. Dann hätten wir noch in den Theraliten, Tephriten, Nepheliniten, Augititen das Theralithmagma ϑ, in welchem das Si nicht ausreicht, um das Al zu binden. Hier ist besonders der Nephelinkern $Na Al Si$ vorhanden.

Charakteristisch für jedes Gestein ist die Metallatomzahl (S. 62), wobei die φ-Magmen wie auch die γ-Magmen die höch-

sten Zahlen aufweisen, die π-Magmen die niedrigsten. Die Teilmagmen, welche die Gesteine liefern, sind entstanden durch Spaltung eines Urmagmas, die verschiedenen Kerne sind: $(Na, K) Al Si_2$ — $Ca Al_2 Si_4$ — $(Ca, Mg, Fe) Si$ — $Ca Mg Si_2$ — $R_2 Si$ — $R Al_2$ — Si — $Na Al Si$ — $R Al_2 Si$.

„Durch die ersten Hauptspaltungen eines Urmagmas entstehen die Teilmagmen, welche uns in geologischer Gestaltung in den Tiefengesteinen vorliegen; in diesen werden andere sekundäre Spaltungen sich vollziehen, deren Produkte wir in den zugehörigen Ergußgesteinen haben.“ Letztere Annahme ist aber sehr anfechtbar, da es gar nicht ausgeschlossen ist, daß effusives Magma auch ohne Zusammenhang mit Tiefengesteinen zu stande kommt (vgl. Kap. II). Die Basis dieser Hypothese bildet die Annahme, daß die Kerne nicht ineinander löslich waren; später hat Rosenbusch die Theorie dahin modifiziert, daß nur drei Hauptgesteinsreihen zu unterscheiden sind:

1. Die foyaitische Reihe, durch $\overset{I}{R} Al Si_2$ ausgezeichnet, zu welcher auch das theralitische Magma ϑ, in welchem noch Mischung jenes Kernes mit $R Si$ und $R_2 Si$ auftritt, kommt.

2. Die granitodioritische Reihe, δ durch Mischung $\overset{I}{R} Al Si_2$ und $Ca Al_2 Si_4$ charakterisiert.

3. Die dritte Reihe besteht aus den Gabbromagmen ψ und dem Peridotitmagma π; sie zeigt eine stark abnehmende Menge des Kernes $R Al Si_2$ bei Zunahme von $Ca Al_2 Si_4$ und gleichzeitigem reichlichem Eintritt der Kerne $R Si$ und $R_2 Si$.

Rosenbusch[1]) läßt also hier nur noch die vier Kerne $R Al Si_2$, $Ca Al_2 Si_4$, $R_2 Si$ und $R Si$ bestehen.

Ehe wir die Theorie der Differentiation in Betracht ziehen, wollen wir die in der Natur vorhandenen Beweise für eine Differentiation kennen lernen.

Geologische Beweise für die Differentiation. Man beobachtet in Stöcken, Lakkolithen und Gängen Unterschiede im chemischen und Mineralbestande, welche zumeist derart verlaufen, daß im Zentrum saure Gesteine, gegen die Peripherie mehr basische vorhanden sind. Die Beobachtungen beziehen sich 1. auf gemischte Gänge (diaschiste). In der Gangmitte und an den Saalbändern ist der Bestand des Ganges ein sehr verschie-

[1]) Mikrosk. Phys. 2, 384, 1895.

dener, zumeist sauer in der Mitte, basisch an den Rändern; die Trennung der beiden Magmen kann sehr scharf sein. 2. An manchen Intrusivmassen, Gängen, Stöcken und Lakkolithen findet man an den Rändern eine Grenzfacies, welche zumeist basischer ist als der Hauptstock; es kann ausnahmsweise auch das Gegenteil vorkommen. Solche Verhältnisse sind namentlich im Christiania-Eruptivgebiet beobachtet, dann in Nordwestamerika durch die Forschungen von Weed und Pirsson, sowie an vielen anderen Orten.

Am Monzoni[1]) tritt an vielen Stellen die Differentiation im kleinen auf: Sonderung des augitischen Bestandteiles von dem feldspatigen, ohne daß eine solche basische Randfacies auftrete, wie Brögger irrtümlich annahm. Es gibt sicher noch andere ähnliche Vorkommen ohne basische Randfacies und in Apophysen kann sogar Anreicherung von Kieselsäure stattfinden. Wenn also auch ein Basischerwerden der Gesteine vom Zentrum zu den Rändern hin mehr die Regel ist, so kann sich der Differentiationsprozeß auch in anderer Weise äußern.

Das Ganggefolge. Größere Massen von Tiefengesteinen werden zumeist von gangförmigen Bildungen begleitet, die der Entstehung des Hauptmassivs nachgefolgt sind; sie sind Nachschübe des Magmas aus größerer Tiefe, die aber zumeist durch Differentiation des Hauptmagmas entstanden sind. Man unterscheidet aschiste Gänge (ungespaltene), diaschiste oder gespaltene Gänge. Der Struktur nach sind es oft Pegmatite oder Aplite oder Lamprophyre. Dieses Ganggefolge steht nun in chemischem Zusammenhange mit dem Hauptgestein, oft ist dieser so einfach, daß das Mittel der Zusammensetzung eines sauren und eines basischen Ganges gleich ist der Zusammensetzung des Hauptmagmas. Allerdings sind solche Fälle, wo die Magmen im einfachen Verhältnisse der Addition oder Subtraktion stehen, doch seltener. In den meisten Fällen ist aber der Gang der Spaltung eines Hauptmagmas in die Teilmagmen ein viel komplizierterer, indem nicht zwei Abspaltungsmagmen, sondern drei oder mehr sich ergeben. Es ist daher nicht immer leicht, aus den Teilmagmen (Gängen der Gefolgschaft) das Hauptmagma zu rekonstruieren, oder umgekehrt genau den Gang der Spaltung des

[1]) C. Doelter, Der Monzoni. Sitz.-Ber. d. Wiener Akad. 112 (1903).

Hauptmagmas in Teilmagmen wiederzugeben, aber immerhin existiert ein Zusammenhang.

Als Beweis für Differentiation hat auch die Bildung von Erzen zu gelten, welche sich durch chemische Sonderung aus Schmelzfluß gebildet haben und auf die namentlich J. H. L. Vogt aufmerksam gemacht hat. Endlich ist für die Differentiation noch wichtig das Studium der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine, welche zusammen in einem Eruptionsbezirke einer petrographischen Provinz vorkommen, und die chemisch-genetischen Beziehungen dieser, welche Iddings Consanguinity nennt. Die Beziehungen eines solchen Magmenkomplexes weisen zumeist auf Differentiation. Um das Stammmagma einer petrographischen Provinz kennen zu lernen, kann man das Mittel sämtlicher Gesteine berechnen, wobei man jedoch ihre Massen annähernd schätzen muß und dann die Zusammensetzung des Teilmagmas mit der Zahl, die seiner Masse entspricht, multipliziert. Aus allen Zahlen nimmt man das arithmetische Mittel [1]).

Es ist nicht jedes Magma zur Differentiation gleichmäßig geneigt, wir wissen, daß mittlere, neutrale Magmen, wie das des Monzonites, besonders zum Zerfall geneigt sind, mehr als die Extreme; es gibt auch undifferenzierte Granitmassen. So zeigte sich auch bei einigen von mir ausgeführten Versuchen, daß nur bestimmte Gemenge leicht Trennung zeigten.

Der Hypothese von Rosenbusch, wonach gewisse Metallkerne vorhanden sind, mußten von vornherein Bedenken entgegentreten, insbesondere weil diese Kerne rein hypothetisch sind, und zweitens, weil sie die Unmischbarkeit der Magmen verlangt, welche kaum aufrecht zu erhalten ist; man kann jedoch mit einer gewissen Abänderung die Differentiation viel einfacher erklären.

Die Hypothese Bröggers. W. C. Brögger [2]) hat durch eine Modifikation der Rosenbuschschen Darstellung eine viel einfachere Theorie der Differentiation gegeben. Er kritisiert ebenso wie J. Roth die einzelnen Kerne und weist bei einzelnen Gesteinen, z. B. bei Urtit, nach, daß hier Al nicht mit Na in einer

---

[1]) Vgl. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine in Südtirol. Christiania 1895.

[2]) Das Ganggefolge des Laurdalits, S. 302. Christiania 1898.

Verbindung $NaAlSi_2$ vorhanden sein kann, sondern in NaAlSi; und daß in Gesteinen, welche saurer als der Urtit und weniger sauer als Umptekit, alle Mischungsverhältnisse der Verbindungen RAlSi und $\overset{I}{R}AlSi_3$ angenommen werden müßten.

Da auch andere Kerne mit den Analysen im Widerspruch sind, kommt er außerdem zu dem Resultate, daß es noch untergeordnete andere solche Kerne geben müßte; Brögger schließt aus allem: „Die Kerne Rosenbuschs scheinen somit durch die gewöhnlichen in den Mineralien der Eruptivgesteine selbst bekannten Verbindungen ersetzt werden zu müssen und die Anzahl der in den Eruptivmagmen während ihrer Differentiationsprozesse vertretenen Verbindungen ist deshalb aller Wahrscheinlichkeit nach eine größere, wenn auch nicht viel größere gewesen, als von Rosenbusch in seiner Kernhypothese angenommen wurde.“

In der Tat dürften die Kerne von Rosenbusch nicht existieren; wie wir unten sehen werden, gibt es keine unmischbaren Magmen und die Differentiationshypothese reduziert sich auf das Bestreben der Mineralien sich auszuscheiden, sie können durch Kristallisation oder durch das spezifische Gewicht zur Trennung gelangen.

Differentiation bei künstlichen Schmelzen.

Es liegen verschiedene Versuche vor, welche dartun, daß auch in künstlichen Schmelzen und sogar in kleinen Tiegeln Differentiation unter bestimmten Umständen möglich ist, wenn sie vielleicht auch nicht sehr häufig ist. Am häufigsten tritt aber diese Sonderung nach dem spezifischen Gewichte ein, während eine eigentliche Abkühlungsdifferentiation doch selten zu sein scheint, was aber andererseits begreiflich erscheint, da man dazu größerer Gefäße bedarf und auch besonderer Vorrichtungen, um eine noch dünnflüssige Schmelze an äußeren Teilen abzukühlen; solche Versuche sind überhaupt noch nicht angestellt worden.

Morozewicz[1]) hat eine Reihe von Fällen angeführt, bei welchen Differentiation nach dem spezifischen Gewichte eintrat. Trotz sorgfältiger Mischungen der angewandten Bestandteile zeigten sich oft schon der Färbung nach Unterschiede in der

[1]) Tscherm. Min.-petr. Mitt. 18, 233 (1899).

mineralogischen und chemischen Zusammensetzung. Durch eine besonders scharf ausgedrückte Ungleichmäßigkeit zeichneten sich die an alkalischen Erden reichen Schmelzen aus; in einer von ihnen bildete sich eine große Olivinkonkretion aus, in einer anderen bemerkte man zwei verschiedene nebeneinander liegende Teile, der eine besteht aus Anorthit und Augit, der andere aus Melilith, Olivin, Spinell.

Eine Erscheinung anderer Art läßt sich in natronreichen, leicht schmelzbaren Magmen beobachten. Bei einer großen, 100pfündigen Masse, die vorzüglich aus Alkaliaugit bestand, ließ sich ein scharfer Unterschied in dem unteren und oberen Teile nach dem spezifischen Gewichte konstatieren; in dem unteren war Magnetit angehäuft. Eine ganz analoge Erscheinung der Bereicherung der unteren Schichten des Glases durch einen schwereren Bestandteil wird auch im Siemensschen Glasofen beobachtet. Ebenso zeigte Granit vom Tatragebirge Differentiation, der obere Teil der Schmelze war an Kieselsäure reicher und in dem unteren überwiegen Erdmetalle und Eisenoxyde.

Über Differentiation habe ich einige Versuche an trockenen Schmelzen angestellt. Diese zeigen, daß bei Mischungen von Mineralien bei Vorwiegen eines Bestandteiles keine Sonderung eintritt, wohl aber, wenn das Verhältnis der Komponenten zwischen 1:3 bis 2:3, liegt [ob dies mit der eutektischen Mischung zusammenhängt, läßt sich aus den Versuchen nicht ersehen, um so weniger, als wirkliche Eutektstruktur nur sehr selten bei den erhaltenen Schmelzen zu beobachten war]. Die Trennung scheint besonders bei Gemengen, z. B. eines Silikates mit Magnetit aufzutreten, die im spezifischen Gewicht voneinander stärker differieren und aus einer Reihe von Versuchen ließ sich schließen, daß die Trennung nach dem spezifischen Gewichte eintrat, ob aber auch Trennung in horizontaler Richtung der Schmelzmasse stattfindet, läßt sich nicht sicher sagen. Am besten scheint diese Trennung nach dem spezifischen Gewichte in elektrischen Öfen aufzutreten, wo die Wärme von allen Seiten zuströmt, während in Gasöfen, in denen der Boden der Schmelze stärker erhitzt wird als der obere Teil, diese schwerer zu Stande kommt. Besonders bei folgenden Mischungen wurde Sonderung beobachtet: 2 Leucit, 1 Augit. Augit-Labrador im Verhältnis 1 bis 2 zu 2 bis 1; Olivin, Magnetit im Verhältnis 3 bis 1 zu 1 bis 3. Auch

bei Schmelzen aus drei Komponenten wurden Trennungen wahrgenommen, und zwar meist bei solchen, welche in ihrer Zusammensetzung ein mittleres Magma ergeben. Die nicht ganz seltenen Versuche, bei welchen dies eintrat, zeigen die Möglichkeit der Differentiation nach dem spezifischen Gewichte.

Differentiation erhielt ich ferner bei Anwendung von Flußmitteln oder Mineralisatoren: Flußspat, Chlornatrium, Chlorcalcium, Wolframsäure; es fand eine Ausscheidung der eisenreicheren Teile, zumeist an dem Boden des Tiegels statt, so z. B. beim Schmelzen eines Hornblendeandesits und eines Augitandesits mit obigen Flußmitteln. In einem Falle, als ersteres Gestein mit Flußspat, Wolframsäure, Manganchlorür zusammengeschmolzen worden war, hatte sich das eisen- und manganhaltige Silikat an der Oberfläche, welche die Abkühlungsfläche war, abgesetzt, während sonst in den meisten Fällen das schwerere Mineral zu Boden gesunken war. Es kann also auch bei Anwendung von Mineralisatoren Abkühlungsdifferentiation eintreten.

Wenn bei den Versuchen von Fouqué und Michel-Lévy keine Differentiation eintrat, so kann dies auch dem Umstande zuzuschreiben sein, daß in kleinen Tiegeln diese schwerer zu beobachten ist, dann aber auch wohl dem Umstande, daß, nach ihren Berichten zu urteilen, es gerade solche Fälle waren, wo die Mischungen einer Differentiation weniger günstig waren, abgesehen, daß auch bei vielen ihrer Versuche die angewandten Komponenten Labrador, Augit, Nephelin, Leucit, Plagioklas, nicht sehr im spezifischen Gewicht differierten, eine Abkühlungssonderung war aber nach der Art der Versuche nicht möglich.

Aus den Versuchen geht hervor, daß die Trennung nach der Schwere Sonderung hervorrufen kann, daß aber auch bei der Abkühlung die Tendenz an der Abkühlungsfläche zu kristallisieren denkbar ist. Wir haben also in den Versuchen, die allerdings im Verhältnis zu der großen Versuchszahl nicht häufig sind, doch wie in der Natur die erwähnten zwei Arten von Trennung.

Unbegrenzte Mischbarkeit der Magmen. Man hat, wie wir gesehen haben, die Differentiation mit der Existenz unmischbarer Magmen begründen wollen. Eine solche ist aber nicht wahrscheinlich, da jedes Magma das andere lösen kann, wie ich durch Experimente direkt nachwies. Die Löslichkeit eines

Minerals im anderen, hängt nur von der Temperatur ab und bei einer bestimmten in jedem Falle wechselnden Temperatur, der kritischen Lösungstemperatur, sind die Schmelzflüsse ineinander löslich. Man kann sich auch durch den Versuch überzeugen, daß in den Flüssigkeiten, wenn gerührt wird, keine Sonderung eintritt; diese finden wir erst bei der Abkühlung; wo Rühren nicht stattfand, kann auch im flüssigen Zustande nach der Dichte mitunter Sonderung vorkommen[1]).

Magmatische Differentiation durch das spezifische Gewicht.

Wir wollen hier zweierlei Arten magmatischer Differentiation unterscheiden, jene, welche von Anfang an im Erdinnern stattgefunden hat und diejenige, welche in den Magmareservoirs, aus welchen die Eruptivgesteine zu uns gelangt sind, sich abspielt.

Hier ist die Anschauung von Gouy und Chaperon von Wichtigkeit, daß verschiedene Teile einer Schmelze oder Lösung sich in vertikaler Richtung im spezifischen Gewicht unterscheiden, und daß die Konzentration der Lösung und der Gehalt in ihr an schweren Bestandteilen in dem Maße der Entfernung von dem oberen Niveau der Lösung nach unten wachsen; dann müssen die oberen Teile des Magmas ärmer an Eisenoxyden und Magnesiasilikaten, also salischer sein, als die unteren; allerdings ist nach diesen Forschern der Einfluß kein großer, indessen kann man bei Silikatschmelzen sogar manchmal beobachten, daß eisenreiche Teile sich in den unteren Teilen des Gefäßes sammeln.

Die Bedeutung des spezifischen Gewichtes wird nach Loewinson-Lessing[2]) in ungleichmäßiger Verteilung der schon ausgeschiedenen Kristalle in dem noch flüssigen Magmarest sich äußern. In den unterirdischen Magmareservoirs findet sicher eine Trennung nach dem spezifischen Gewicht statt, hier um so mehr, als die Abkühlung dann nicht so stark ist, daß die zuerst erstarrten Massen am Dache des Bassins haften könnten.

Schon früher hatten Darwin, P. Scrope, King die Wichtigkeit des Fallens oder Steigens von Kristallen im Magma für die Ausbildung verschiedener Gesteine anerkannt.

---

[1]) Vgl. C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, S. 145.

[2]) Congrès géol. C. Rend. St. Petersbourg 1899; vgl. auch bezüglich des Rapakiwi B. Popow, Naturf. Ges. St. Petersb., 1897.

Dieser Austausch kann aber nur dort stattfinden, wo die Fluidität des Magmas genügend ist, um das Steigen bzw. Fallen zuzulassen und wo die Dichteunterschiede größer sind, sie ist daher keine allgemeine Erscheinung, jedenfalls wird sie in Tiefengesteinen, bei denen durch die Mineralisatoren und das Wasser die Erscheinung leichter eintreten kann, infolge geringer Viskosität öfter stattfinden, als bei den viskoseren Ergußgesteinen, allerdings haben wir auch schon in der Lava derlei Erscheinungen und viele Einschlüsse sind magmatische Ausscheidungen.

Verhalten fertiger Kristalle im Magma.

In der Vesuvlava schwimmen die Leucitkristalle; da das spezifische Gewicht ersterer ungefähr 2,7 nach meiner Bestimmung ist, und die glasige, erstarrte Vesuvlava das spezifische Gewicht von 2,69 hat, so ist es begreiflich, daß die Leucitkristalle, deren spezifisches Gewicht 2,45 ist, schwimmen [1]). Sie werden daher die Tendenz haben, sich im Magma zu heben. Umgekehrt kann man annehmen, daß Augite und Olivine die Tendenz haben zu fallen [2]), indessen tritt die Viskosität des Magmas dem entgegen, außerdem zeigt die Erfahrung, daß ein Kristall infolge verschiedener sekundärer Umstände die Tendenz hat in einem Magma nicht zu Boden zu fallen, falls der Unterschied der spezifischen Gewichte nicht groß ist, weil die Gase, die sich im Magma entwickeln, nach oben reißen und weil die Kristalle sich mit einer glasartigen hohlen Schicht bedecken, welche ihnen gestattet, zu schwimmen. Wenn aber die Unterschiede größer sind, wird trotzdem der schwerere Kristall fallen.

Harker [3]) erklärt durch dieses Bestreben der leichten Quarzkristalle zu steigen, die Anwesenheit von Quarzkristallen in manchen Basalten. Daß andere schwerere Kristalle wirklich fallen, kann man durch das Experiment leicht nachweisen [4]).

Eine Frage, welche wir ferner zu beantworten hätten, wäre die: Wie haben sich die Stoffe bei der Abkühlung aus dem gasförmigen Zustande verhalten? Hier zeigt uns die Analogie der

---

[1]) N. J. f. Min. 2 (1901), 155.
[2]) Loewinson-Lessing, l. c. S. 347.
[3]) Geol. Magaz. S. 485 (1892).
[4]) C. Doelter, N. J. f. Min. 2 (1901).

Sonne, daß eine allmähliche Sonderung der Stoffe bereits im gasförmigen Zustande vor sich gehen könnte und daß daher bereits damals die schweren Stoffe sich im Innern des Weltkörpers konzentrierten, was uns ja auch andere, früher erwähnte Tatsachen wahrscheinlich machten; allerdings ist nach den früher (S. 77) erwähnten Versuchen von Gouy und Chaperon in Flüssigkeiten der Einfluß kein sehr großer, daneben dürfte nach Bredig auch der Einfluß der Zentrifugalkraft im selben Sinne wirken[1]. Demnach haben wir kein einheitliches Magma anzunehmen, sondern eine Reihe von solchen, deren schwerstes sich im Innern der Erde befindet, an der Oberfläche bekommen wir nur das leichteste zu sehen.

Die Kristallisationsdifferentiation.

Während die magmatische Differentiation sowohl in ihrer Anwendung auf das im Innern der Erde befindliche vulkanische Magma als auch auf ein möglicherweise in abgeschlossenen Tiefen isoliertes Reservoir gedacht, doch mehr hypothetisch ist, fußt die Kristallisations- oder Abkühlungsdifferentiation auf dem Boden der Beobachtung. Ihre Spuren sind in der Natur vielfach zu treffen, und sogar bei ganz unbedeutenden Gesteinsmassen ist sie zu beobachten, so z. B. an manchen Punkten des Monzoni, wo sie schon an Handstücken auftritt, ebenso nach Loewinson-Lessing[2] am Berge Bochtybai.

Der Einfluß der Mineralisatoren auf die Differentiation dürfte in der Viskositätsverminderung liegen; oft haben sie aber auch chemische Wirkung, wie bei Biotit, Turmalin, und könnte dann eine Anreicherung an solchen Bestandteilen auch direkt Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung bewirken. Michel-Lévy und A. de Launay[3] schreiben ihnen in dieser Hinsicht eine sehr große Wirkung zu, eine solche wäre durch meine S. 91 erwähnten Versuche erklärbar, aber diese Differentiation dürfte zwar nur lokal eintreten, immerhin darf man ihre Bedeutung nicht unterschätzen. Man hat auch Liqua-

[1] C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, S. 148; vgl. andererseits Becke, Min.-petr. Mitt. 1903, S. 322.

[2] Ibid. S. 387.

[3] Annal. d. Mines, 1897. Berg- u. hüttenm. Jahrb. 46, Heft 1 u. 2.

tion wie bei Metallen, sowie die Soretsche Regel herangezogen und diffundieren oft, wie die Beobachtung zeigt, die basischen Massen zur Abkühlungsfläche.

Brögger hat auch die Möglichkeit einer Differentiation durch elektrische Ströme in Betracht gezogen, sie kann aber auch ohne solche erklärt werden; aber es wäre denkbar, daß solche die Differentiation wesentlich beschleunigen, und die Möglichkeit ist ja im Innern der Erde gegeben. Ich will hier einige in dieser Hinsicht ausgeführte Versuche anführen [1]). Durch Leucitit, mit NaCl gemengt, wurde ein Strom von 120 Volt und 20 Ampère geschickt und ergab sich dabei eine Trennung eines eisenreichen Glases von einem hellen eisenarmen. Monzonit von Predazzo, mit $CaCl_2$, CaF_2 und etwas $MnCl_2$ gemengt, wurde geschmolzen und durch die Schmelze ein schwacher Strom von 1,8 Volt geleitet. An der negativen Elektrode schied sich ein dunkles, grünlichbraunes, eisenhaltiges Glas, an der positiven ein helles, rötlichbraunes ab.

Bei der Differentiation ist die wichtige Frage zu prüfen, ob die fertigen Verbindungen, welche sich trennen, schon in der Lösung sich absondern oder erst bei Abkühlung. Da nun bei der Mischung von Silikaten, falls gerührt wird, ein Unterschied in einzelnen Teilen der Schmelze nicht beobachtet wird, diese im Gegenteil homogen ist, so scheint die Trennung zumeist erst bei der Abkühlung einzutreten, aber stark eisenhaltige Flüssigkeiten können auch zu Boden fallen. Es hängt mit jener Frage auch unsere Anschauung über die Natur einer Silikatschmelzlösung zusammen, nämlich, ob in dieser, welche, wie wir sahen, dissoziiert ist, die Moleküle der Mineralien bereits vorhanden sind oder nur die der Oxyde; wenn nur erstere vorhanden wären, so wären Reaktionen unmöglich; es ist daher sehr wahrscheinlich, daß sowohl freie Oxyde als auch die komplexen Moleküle (namentlich bei den Tonerdeverbindungen) vorhanden sind. Das Vorkommen von Reaktionen beim Zusammenschmelzen von Verbindungen zeigt, daß in der Lösung nicht nur letztere vorhanden ist. Beim Abkühlen treten dann jene Oxyde zu Verbindungen zusammen; es läßt sich aber schwer sagen, ob dies schon in der Flüssigkeit oder erst beim Kristallisieren geschieht. Bei der Differentiation

---

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 22 (1902).

dürfte es sich aber um die Vereinigung der komplexen Verbindungen handeln; diese brauchen aber deshalb nicht allein in der Lösung vorhanden zu sein. Daß die Ausscheidungsfolge dieselbe ist wie die Differentiationsfolge, soll noch später betrachtet werden.

Die Tatsache, daß die erstgebildeten basischen Magmen zur Abkühlungsfläche diffundieren, hat man durch den Versuch Ludwig-Sorets, wonach an den kälteren Teilen einer Flüssigkeit die Konzentration größer ist, als an den anderen, erklärt, der Versuch hat aber keine zwingende Beweiskraft. Man kann nun den Effekt der Kristallisationsdifferentiation dahin präzisieren, daß nach der Ausscheidungsfolge sich auch die Differentiation richtet, daher eine basische Randfacies sich zumeist bilden kann. Diese ist daher nichts anderes als die zuerst erstarrte Masse. Sie kann, wenn die Abkühlung sehr groß ist, an den Wänden und am Dache erstarren, oder aber durch das spezifische Gewicht zu Boden sinken. Wenn eine Druckentlastung erfolgt oder namentlich, wenn durch Nachschübe Temperaturerhöhung erfolgt, kann auch wieder Mischung eintreten, oder aber wenn die Sonderung eine genügende war, so können die abgeschiedenen Magmen einzeln hervorbrechen und verschiedene Gänge bilden, wie dies am Monzoni der Fall ist; wahrscheinlich haben sich in diesem Falle die basischen Massen unten der Schwere nach gesammelt und sind bei Druckentlastung zuletzt flüssig geworden; daher sind sie die jüngsten.

Die magmatische Sonderung in sehr großen Tiefen kann nicht auf Abkühlungsdifferentiation zurückgeführt werden, hier ist die Sonderung nach dem spezifischen Gewicht maßgebend, und eine solche dürfte, wie Becke ausführt, wahrscheinlich schon im Anfange der Erdbildung, als die Stoffe noch gasförmig waren, stattgefunden haben. In einem vulkanischen Herd kann nun diese Sonderung auch nach dem spezifischen Gewicht eintreten, während an den kalten Seitenwänden und am Dach auch die Abkühlungsdifferentiation eintreten kann; durch Druckentlastung werden die derartig gesonderten Magmen wieder flüssig und es entstehen aus einem und demselben Magma verschiedene Sondermagmen. Wir sehen übrigens aus dem Vorhergehenden, daß die Abkühlungsdifferentiation sich darin äußert, daß entweder an den Abkühlungsflächen die Kristalle sich absetzen oder daß diese, falls

sie nicht genügend rasch sich abkühlen, in der Flüssigkeit zu Boden sinken. Die Ursache beider verschiedenen Erscheinungen ist dieselbe.

Spaltungen und Entmischungen. Spaltung im Schmelzfluß tritt nicht gar selten ein, ich erinnere an die Spaltung von Granat, Idokras, Epidot, Hornblende usw. Durch Druck werden diese Spaltungen erschwert bzw. verhindert. Druckverminderung begünstigt sie. Daher sind vielleicht in ähnlicher Weise Gänge, welche höher zur Oberfläche gestiegen sind, eher zur Spaltung geeignet als die entsprechenden Tiefengesteine.

Zur Erklärung der Bildung von Kugelgranit wird die Entmischung von H. Bäckström[1]) in Anspruch genommen, und Loewinson-Lessing[2]) nimmt sie in Anspruch für die großen Feldspatkristalle, welche so sehr von glasigen Einschlüssen überfüllt sind, daß häufig diese dem Raume nach über ihren Wirt vorherrschen[3]), und macht auch darauf aufmerksam, daß Sphärolithe oft auf die oberen und äußeren Teile der Porphyrströme beschränkt sind. Diese Beobachtung, daß Sphärolithe in den oberen Teilen der Porphyrgesteine sich finden, erklärt Loewinson-Lessing durch ihr Ansteigen in einem schwereren Magma. B. Popow erklärt auf diese Weise die Form und Struktur der kugeligen Konkretionen im finnländischen Rapakiwi.

Schlieren.

Der Ausdruck Schliere wurde von E. Reyer eingeführt, er bezeichnet damit die Partie eines Körpers, welche von der übrigen Masse differiert, mit derselben jedoch durch Übergänge verbunden ist. Das Magma ist häufig ungleichmäßig gemischt, d. i. schlierig. Es hängen Schlieren oft mit Differenziationen zusammen. Nach Zirkel können sie entstehen durch anfängliche ungleiche Mischung des Magmas, wie dies Reyer hervorgehoben, dann aber können sie durch Anhäufungen und Zusammenballungen von frühzeitig ausgeschiedenen, zum Bestande des Gesteines gehörigen Gemengteilen entstehen, dies sind also konkretionäre Schlieren.

[1]) H. Bäckström, Geol. Fören 16, 128. Stockholm 1899.

[2]) l. c. S. 362.

[3]) Doch sieht man solche oft in künstlichen Schmelzen, wo sie zum Teil durch Korrosion, zum Teil durch rasche Kristallisation zustande kommen.

Die so entstandenen zähflüssigen Schlieren können nun durch Strömungen im Magma schwimmen und dann im Sinne der Eigenbewegung angeordnet werden. Es wäre auch Schlierenbildung dadurch denkbar, daß differenzierte Teile durch Druckentlastung sich wieder zum Teil mischen.

Ein anderer Vorgang, welcher zur Schlierenbildung führen kann, ist der, daß, bevor das im Beginn der Erstarrung befindliche Magma gänzlich starr wurde, Nachschübe von neuem Magma hervorbrachen, in dem halbweichen Magma erfolgte eine schlierige Verquickung, welche gangartig auftritt, aber da das ältere Magma noch nicht fest war, keine scharfe Grenze gegen dieses zeigte, das sind „Schlierengänge". Es wäre nicht unmöglich, daß manchmal Schlieren durch Einschmelzen fremder losgerissener Gesteine entstehen.

Endlich wären noch zu nennen die „hysterogenetischen" Schlieren [1]), der letzte Rest des Magmas, der, wie wir ja wissen, saurer Natur ist. Es kann sich örtlich in großem Maße verteilen, dann bildet dieser rundliche, ganz blatt- oder tonnenähnliche, helle Massen, wie dies in vielen Graniten der Fall ist.

Differentiation bei gleichbleibender chemischer Zusammensetzung.

Wie wir gesehen haben, hat Roth die Aufmerksamkeit auf die Unterschiede chemisch identer Magmen in mineralogischer Hinsicht gelenkt. Ich habe 1885 durch einige Versuche bewiesen, daß man bei der Umschmelzung von Gesteinen nicht immer dieselben Mineralkomponenten erhält. Wir haben es hier mit einer zwar nicht allgemeinen, doch immerhin nicht seltenen Erscheinung zu tun, die zu einer „isotektischen" Differentiation im Mineralbestande ohne chemische Sonderung des Magmas führt. Iddings [2]) betont ebenfalls, daß aus Magmen von gleicher chemischer Zusammensetzung verschiedene Mineralkombinationen sich bilden, je nach den bei der Kristallisation herrschenden physikalischen Bedingungen. Auch Zirkel und andere haben auf diese Erscheinung hingewiesen, obgleich sie im allgemeinen zu wenig beachtet wurde.

---

[1]) Zirkel, Petrogr. 1, 791.

[2]) On Rock Classification. Journ. of Geol. 6 (1898).

Da wir die ursprünglichen Magmen nicht kennen, so läßt sich diese natürlich schwerer beweisen, als die Differentiation, deren Resultate wir vor uns haben. Es müssen chemisch gleiche Gesteine von verschiedenem mineralogischem Bestande miteinander verglichen werden, was ziemlich selten geschehen ist, da wir ja hauptsächlich von mineralogischem gleichem Bestande bei unseren Betrachtungen ausgehen, andererseits kann man durch direkte Versuche der Sache näher kommen. Die Nichtbeachtung derartiger Vorgänge beruht auch darauf, daß dem Satze, daß die chemische Zusammensetzung allein maßgebend ist für den mineralogischen Bestand, welcher Satz entschieden zu weit geht, eine übertriebene Bedeutung zugeschrieben wurde, im Gegensatze zu Justus Roths Ausspruch: „Feuerflüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher Zusammensetzung können in verschiedene Mineralien zerfallen". Zahlreiche übereinstimmende Versuche zeigen, daß es sich hierbei nicht um vereinzelte Ausnahmen handelt, sondern daß bei gleichem chemischem Bestande die mineralogische Zusammensetzung nicht allgemein dieselbe sein muß. Noch mehr gilt dies für jene Fälle, bei welchen die Mineralisatoren wirken und die wir gleich näher betrachten wollen. Jener Satz von J. Roth, welchen er durch lange Erfahrung gesammelt hatte und welchen ich experimentell für viele Fälle bewiesen habe, wird wohl teilweise aus dem Grunde vernachlässigt, weil allenthalben das Bestreben herrscht, welches ja gerechtfertigt erscheint, aus der chemischen Zusammensetzung den Mineralbestand herauszurechnen und umgekehrt. Diese sehr wichtigen Beziehungen zwischen chemischem und mineralogischem Bestand dürfen aber nicht dahin führen, die Differenzen des Mineralbestandes bei gleicher chemischer Zusammensetzung zu ignorieren. Vor allem gehören hierher die Verschiedenheiten, die noch später bei der Darstellung der künstlichen Gesteine erwähnt werden sollen, nämlich die Verschiedenheiten, welche sich ergeben, wenn man ein Gestein mit seinem Umschmelzungsprodukt vergleicht, oder wenn man die Schmelzen, welche das Gestein bei der Umschmelzung ergibt, vergleicht mit jenem synthetisch dargestellten Produkte, das bei dem Schmelzen einer chemischen Mischung entsteht. Hierbei zeigen sich nicht selten Unterschiede, welche dartun, daß im Magma, namentlich bei verschiedener Abkühlung, verschiedene Reaktionen vor sich gehen können; bei der chemi-

schen Mischung sind nur Oxyde ursprünglich vorhanden, bei Mineralien auch Moleküle der Verbindungen.

Diese Ansicht wird durch Beobachtungen F. Zirkels[1]) an Vesuvlava gestützt; er zeigt, daß trotz der vollkommenen chemischen Identität die Natur der makroskopischen Ausscheidungen in der kryptomeren Grundmasse sehr verschieden sein kann. So fehlt der Vesuvlava von 1794 der Leucit, der von 1855 der Augit; der Vergleich der Analysen ergibt völlige Identität. Es wird dies durch Umschmelzungsversuche bestätigt. In zweiter Linie spielen dann die Mineralisatoren eine Rolle; dieselbe chemische Verbindung kann mit verschiedenen Mineralisatoren verschiedene Mineralien bilden. Ich will einige meiner Versuche anführen.

1. Umschmelzungsversuche von Mineralien und Gesteinen ohne Zuhilfenahme von Schmelzmitteln.

Amphibol umgeschmolzen, gibt Augit zumeist mit Magnetit, also Amphibol = Augit + Magnetit oder Augit + Olivin. Kaliglimmer umgeschmolzen, gibt Leucit und etwas Glas. Magnesiaglimmer umgeschmolzen, gibt Augit, Olivin, Spinell und ein Mineral der Skapolithfamilie oder Melilith. Gemenge von Leucit und Augit ergeben oft Schmelzen ohne Leucit. Der Leucitit vom Capo di Bove ergab bei der Umschmelzung dasselbe Produkt, während aus seiner chemischen Mischung sich kein Leucit abschied.

Granat zerfällt in Anorthit + Olivin, eventuell bildet sich Meionit, Augit, auch Melilith. Epidot zersetzt sich in Kalkaugit und Anorthit, Prehnit in Anorthit und Wollastonit.

Fouqué und Michel-Lévy erhielten aus einem Gemenge von $^1/_{10}$ Pyroxen und $^9/_{10}$ Nephelin letzteren, dazu Spinell und Melanit. Ein Gemenge aus 1 Tl. Augit, 4 Tl. Labrador, 8 Tl. Leucit ergab Augit, Labrador, Leucit, Magnetit, Picotit. Dagegen erhielten sie aus 4 Tl. Mikroklin und 4,8 Tl. Biotit nach dem Schmelzen Leucit, Olivin, Melilith und Magnetit[2]). Sehr verschiedene Resultate erhält man bei der Umschmelzung der Gesteine, welche bei den künstlichen Gesteinen noch zu besprechen sind.

Die Herren K. Bauer, K. Schmutz, Petrasch und Lenarčič haben in meinem Laboratorium Versuche ausgeführt,

---

[1]) F. Zirkel, Petrogr. 1, 809.

[2]) Synthèse des minéraux, p. 123.

aus welchen hervorgeht, daß insbesondere bei Leucit sehr leicht eine Umsetzung in Orthoklas möglich ist. In der Leucitschmelze dürfte daher das Orthoklasmolekül vorhanden sein. Lenarčič[1]) schließt aus seinen Versuchen, bei welchen Schmelzen aus zwei Komponenten dargestellt wurden, daß der Fall, daß sich aus diesen drei Mineralien bilden, der häufigere ist; ebenso konnte ich mehrere ähnliche Fälle konstatieren. B. Vukits[2]) erhielt aus Eläolith-Korund-Schmelzen Spinell, und auch M. Vučnik erhielt sehr oft aus zwei Komponenten im Schmelzflusse drei. Der Satz Vogts, daß die mineralogische Zusammensetzung einer Schmelze und die Individualisation der Mineralien nur von der chemischen Zusammensetzung der Schmelze abhängt, ist also unrichtig. Jedenfalls spielt bei der Entstehung der Mineralien auch die Temperatur eine Rolle; es entstehen Abspaltungen, z. B. Bildung von Spinell aus dem Pyroxen und der Hornblende bei rascher Abkühlung; das Vorkommen von Spinell in Gängen, z. B. am Monzoni und bei Predazzo ist auf diese Abspaltung und nicht auf Kontakt zurückzuführen. Die in den Schlacken auftretenden Mineralien Melilith, Akermanit und ähnliche bilden sich bei rascher Abkühlung; auch der Spinell bildet sich nicht bei sehr langsamer Kühlung, die Menge des Magnetits nimmt bei rascher Abkühlung eines Eisensilikates sehr bedeutend zu. Auch Korund kann sich ausnahmsweise unter Umständen dort bilden, wo kein Überschuß von Tonerde vorhanden ist. Arth. Becker[3]) hat bei dem Schmelzen eines basaltischen Augites wieder Augit erhalten, daneben Fetzen einer dunklen Substanz (Glas?). Ferner erhielt er aus geschmolzener Hornblende Glas und Olivin, dann nicht bestimmbare Blättchen. Mügge[4]) und Loewinson-Lessing[5]) erhielten bei Umschmelzung von Hornblende Olivin. Ich erhielt häufig aus Augit und aus Hornblende bei der Umschmelzung Olivin; durch Impfen mit Olivinkristallen wird dies beschleunigt, und existiert in der Hornblendeschmelze auch das Olivinsilikat. Hierher gehören auch die Ersetzungen von Augiten durch

---

[1]) Centralbl. f. Min. 1903, S. 750.
[2]) Ibid. 1904, S. 754.
[3]) Neues Jahrb. f. Min. 2 (1883).
[4]) Ibid. 1 (1886), 51.
[5]) Congrès géologique internat., St. Petersbourg 1899, p. 360.

Haufwerk von Plagioklas, Augit, Leucit, Nephelin, Olivin und Magnetit [1]).

Aus allen diesen ziemlich zahlreichen Beispielen zeigt sich, daß bei Schmelzen von Gesteinen sich verschiedene Mineralkombinationen bilden können, so daß ein Magma je nach der Abkühlungsgeschwindigkeit sich verschieden verhalten und verschiedene Produkte liefern kann. Es zeigt sich auch, daß Magmen bei verschiedener mineralogischer Zusammensetzung nicht notwendigerweise verschieden sein müssen, und umgekehrt, daß ein und dasselbe Magma mineralogisch auch sehr verschieden ausgebildet sein kann. Natürlich gehören hierher die Beziehungen zwischen dimorphen Verbindungen, wie Pyroxen, Amphibol, welche ja in hervorragendem Maße von der Temperatur abhängig sind, während der Druck bedeutend die Umwandlungstemperatur dimorpher Phasen beeinflußt, daher gewisse Unterschiede zwischen Tiefen- und Ergußgesteinen. Bei der Bildung der Hornblende kann der Druck eine direkte Wirkung haben, da der Umwandlungspunkt sich mit dem Druck ändert. Die Hauptrolle spielen aber die Mineralisatoren, daher auch unter sehr geringem Druck Hornblende sich bilden kann.

Die Beziehungen zwischen Pyroxen und Amphibol hat Becke [2]) ausführlich behandelt. In den Tiefengesteinen bildet sich Hornblende auf Kosten des Pyroxens, in den Effusivgesteinen tritt das umgekehrte ein, nur in den Nephelinsyeniten haben wir eine Ausnahme dieser Regel. Becke konstruiert für beide Mineralien entsprechende Kurven; es wird vom Druck abhängen, ob Hornblende auskristallisiert; zuerst würde sich Augit bilden und dann könnte sich erst bei weiterer Abkühlung Hornblende bilden, rasche Abkühlung begünstigt die Bildung von Augit, langsame seine Umwandlung in Hornblende. Bei der Eruption wird der Druck vermindert, die Hornblende wird bestandunfähig; sie wird aufgelöst oder sie wandelt sich in Augit um. Es wird von den schließlichen Druck- und Temperaturverhältnissen abhängen, ob sich Hornblende bilden kann; jedenfalls spielen auch die Mineralisatoren eine Rolle.

In anderer Hinsicht möchte ich die Bemerkungen Lossens

---

[1]) Zirkel, Petr. **1**, 724.
[2]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. **16**, 335.

und Zirkels erwähnen, daß die wesentlich Augit führenden Typen der Alkalifeldspatgesteine überhaupt alkalireicher und insbesondere natronreicher zu sein pflegen, als die entsprechenden Typen mit normaler Hornblende.

Andere Unterschiede lassen sich durch die Einwirkung der Mineralisatoren erklären.

Allerdings fallen die Umschmelzungen mit Überschuß von Fluoriden und Chloriden nicht mehr ganz unter die von Roth erwähnten Erscheinungen, da hier das Metall des Fluorids in das Magma eintritt und somit wenigstens eine kleine Veränderung hervorbringt. Solche geringe Veränderungen des Magmas können aber sehr große Änderungen im Mineralbestande hervorbringen. So ergibt sich aus meinen Versuchen, daß im Magma $Al_2O_3 . SiO_2$, je nach Zugabe verschiedener Chloride, Granat oder Anorthit-Olivin (Augit) entsteht. $Al_2O_3 . 2 SiO_2$ gibt bald Glimmer, bald Leucit, Nephelin, Meionit (Melilith), Orthoklas. Ein Magma $Al_2O_3 . 6 SiO_2$ gibt Kali- und Natronfeldspate; durch Abspaltung kann sich Leucit, Nephelin und Tridymit, Quarz und saures Glas bilden. Anwendung von Fluor wird Glimmerbildung erzeugen.

Ich stelle hier die von mir und anderen erhaltenen Resultate zusammen.

Hornblende mit Fluoriden im Überschuß erzeugt Biotit,
" " geringen Mengen von Fluoriden gibt Olivin,
" " wolframsaurem Kali, gibt Augit und Orthoklas,
" " vanadinsaurem Natron gibt Glas, Anorthit und Melilith;

Muscovit mit Fluormetallen gibt Skapolith, daneben Leucit, Nephelin,
" " Überschuß von Fluormetallen gibt wieder Glimmer;

Augit mit Fluoriden erzeugt Olivin und Meionit, bei Überschuß von Fluoriden Biotit;

Leucit mit Überschuß von MgF_2 gibt Biotit,
" " Überschuß von KF gibt Muscovit, bei sehr hoher Temperatur aber wieder Leucit; mit Wolframsäure kann sich Orthoklas oder auch wieder Leucit bilden.

Diese Versuche entsprechen auch geologischen Beobachtungen. Zwischen Orthoklas, Leucit und Glimmer existieren genetische Beziehungen. Bäckström[1]) machte auf Lipari diesbezügliche Beobachtungen. Beim Versuch erhielt er Olivin, Leucit, Glas und Spinell durch Umschmelzung aus Biotit. Iddings zeigt, daß die leucitführenden Ströme von Absaroka (Absarokit) mit glimmerreichen Minetten in Zusammenhang stehen. Lacroix[2]) macht die Wahrnehmung, daß die Leukotephrite des Somma homöogene Einschlüsse von orthoklasreichem Teschenit enthalten. Die Leucitite des Latium stehen mit sanidinreichen Gesteinen in Zusammenhang. In der Tiefe bildet sich statt Leucit Orthoklas, wie die Einschlüsse in Leucitlaven zeigen, die selbst keinen Leucit führen. Unter höherem Druck scheint sich eher Orthoklas zu bilden als Leucit, was zum Teil auch mit dem Gehalt an Mineralisatoren zusammenhängen kann. In einer Orthoklasschmelze scheint das Leucitmolekül zu existieren und umgekehrt. Bei hoher Temperatur bildet sich eher Leucit als Orthoklas.

Sechstes Kapitel.

Die Altersfolge der Eruptivgesteine.

Seit vielen Jahren beschäftigen sich die Geologen damit, Gesetzmäßigkeiten bezüglich der Reihenfolge saurer und basischer Magmen herauszufinden. Man hat dabei ganz entgegengesetzte Ansichten vernommen, welche man darin zusammenfassen kann, daß die einen behaupten, die basischen Gesteine seien die älteren, die sauren die jüngeren, während andere genau das Gegenteil behaupten. Gegenüber solchen widersprechenden Ansichten scheint es immerhin wahrscheinlich, daß eine allgemeine Reihenfolge nicht existiert, sondern daß jedes Generalisieren unrichtig ist, und daß verschiedene Gebiete sich darin verschieden verhalten, auch er-

[1]) Geol. Fören. Förhandl. 18, 155—164 (1896). Stockholm.
[2]) Les enclaves des roches, p. 637.



geben sich beim Vergleich zwischen Effusiv- und Tiefengesteinen immerhin Unterschiede, die wohl nicht unbegründet sind.

Die Ansicht, daß eine bestimmte Altersfolge chemisch verschiedener Eruptivgesteine, insbesondere der sauren und der basischen existiere, ist uralt, wahrscheinlich war sie beeinflußt durch die früher erwähnten theoretischen Anschauungen über die Lagerung der Magmen im Erdinnern. Namentlich französische Forscher verfechten die Ansicht, daß die basischen Gesteine die jüngeren seien, und tatsächlich ist dies auch in Zentralfrankreich durch die genauen Untersuchungen von Fouqué, Michel-Lévy als erwiesen zu betrachten. Es gibt auch noch andere Gebiete wo dies der Fall ist, z. B. bei den italienischen Vulkanen. Auf den Ponzainseln ist das jüngste Glied der Basalt auf Ventotene, das älteste Liparit. Am Monte Ferru auf Sardinien sind die Basalte, oder wenigstens ein Teil davon, die jüngeren. Man kann daselbst eine ziemlich regelmäßig verlaufende Folge vom ältesten sauersten Trachyt bis zum basischsten Leucitbasalt verfolgen, dies stimmt mit der in Zentralfrankreich festgestellten Reihenfolge überein, und diese Folge läßt sich noch weiter führen, wenn man die an den Monte Ferru sich angliedernden jüngsten Einzelvulkane, welche den Puys der Auvergne[1]) so ähnlich sind, betrachtet, diese sind überaus olivinreiche basische Gesteine. Auf Stromboli zeigte Mercalli, daß sich zuerst Andesit, dann Basalt bildet. In den Rocky Mountains und Nevada ist die Reihenfolge Andesit, Trachyt, Rhyolith, Basalt. Für die Folge sauer-basisch gibt es daher unter den Ergußgesteinen viele Beispiele, doch kann auch, wie auf den britischen Inseln, eine umgekehrte stattfinden, wie A. Geikie nachwies.

Bezüglich des Alters mancher Eruptivgesteine in bestimmtem Eruptionsgebiete haben andererseits ziemlich übereinstimmend Richthofen, Iddings und Geikie bestätigt, daß die Eruptionsfolge mit neutralen (mittelsauren) Gesteinen beginne, und mit den äußersten Endgliedern aufhöre, was Iddings als einen Beweis für die allgemein stattfindende Differenzierung betrachtet; indessen ist zu berücksichtigen, daß es doch Ausnahmen von jener Regel gibt, und auch Terrains existieren, in welchen überhaupt nur eines der Endglieder existiert, z. B. nur saure und nur basische Gesteine.

---

[1]) Sie führen auch in Sardinien oft den Namen Pozzo (Puy).

Einige Beispiele dafür will ich anführen. Auf den Capverden fehlen stark saure Gesteine gänzlich, ebenso auf den Canaren. Auf den Ponzainseln, Palmarola, Ponza, Zannone kommen nur sehr saure oder neutrale Magmen vor. Die Bozener Quarzporphyre, welche ein ungeheures Plateau bedecken, sind nur saure Gesteine. In vielen Granitterrains fehlen basische Gesteine, trotzdem jene sehr ausgedehnte Flächen einnehmen, hier hat auch Differentiation oft gar nicht stattgefunden, zu dieser scheinen eben mittlere bis neutrale Magmen besonders zu neigen.

Unsere Vorstellungen über die Altersfolge der Eruptivgesteine sind stets von theoretischen Vorstellungen beeinflußt worden, früher nahm man, wie oben bemerkt, allgemein die Reihenfolge sauer-basisch an, die ja auch häufig, namentlich bei tertiären Vulkanen, auftritt, seit der allgemeinen Annahme der Differentiationstheorie wurde wieder die Reihenfolge basisch-sauer als die normale angesehen. Nun weiß ja jeder Geologe, wie schwer die Entscheidung des Alters oft ist, und wie zwei Forscher oft ganz zu entgegengesetzten Resultaten kommen. Es werden ja, wie wir noch sehen werden, petrographisch idente Gesteine oft ohne weiteres als gleichaltrig angesehen, ohne daß Beweise vorliegen. Alle diese Schwierigkeiten bewirken große Unsicherheit.

Brögger [1]) erwähnt eine Reihe von Tiefengesteinen, in welchen die Reihenfolge: basisch, weniger basisch, sauer vorkommt, sagt aber auch, der plötzliche Sprung zurück nach basisch ist bei vielen Vorkommen bekannt, scheint aber ebenso häufig zu fehlen. Teall [2]) leitet die Reihenfolge theoretisch ab aus der Differentiation und kommt zu dem eben erwähnten Resultat.

Namentlich in Amerika und England scheinen die Beispiele für die Reihenfolge basisch-sauer recht häufig zu sein, aber ein letztes Auftreten basischer Nachschübe wird doch sehr häufig erwähnt. Sehr deutlich ist die erwähnte Reihenfolge im Christianiasilurbecken zu konstatieren, wie Brögger nachwies. Am Monzoni und Predazzo ist der saure Granit jünger als das neutrale Monzonitmagma, den Schluß bilden aber auch hier überbasische Camptonite [3]), im übrigen haben hier stets große Meinungs-

[1]) Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine von Südtirol, Christiania 1896.

[2]) Geolog. Mag., S. 106 (1885).

[3]) C. Doelter, Verh. geol. R.-Anstalt, Nr. 11, S. 225. Wien 1903.

verschiedenheiten bezüglich der Altersfolge geherrscht. Was nun die Ganggesteine anbelangt, so könnte diese bei ihnen eventuell eine andere sein, weil, wenn es sich um Gänge handelt, die durch Differentiation des Hauptmagmas entstehen, der Vorgang genau derselbe sein muß wie bei der Differentiation. Hier wäre also zu erwarten, wenn die Ansicht Bröggers zuträfe, daß die saueren stets die jüngsten sind; dies trifft auch vielfach ein z. B. wieder im Christianiagebiete, in anderen Fällen scheint dies aber nicht einzutreten, selbst im Christianiagebiete sind auch Camptonite neben Bostoniten die jüngsten. Wir sehen also, daß ein basischer Rest als Schluß der eruptiven Tätigkeit oft auftritt.

Daß man auch bei Ergußgesteinen die Reihenfolge basisch und dann sauer trifft, ist ja nicht unmöglich und dies zeigt, daß man sowohl bei Erguß- als auch bei Gang- und bei Tiefengesteinen keine vom sauren zur basischen laufende Reihenfolge hat, sondern daß an verschiedenen Stellen verschiedene Reihenfolge zu beobachten ist und daß ein Alternieren der Magmen sehr häufig ist. Dies läßt sich auch ganz gut theoretisch begründen, wenn man nicht nur die Abkühlungsdifferentiation, sondern auch die Trennung nach dem spezifischen Gewichte berücksichtigt.

Denken wir uns ein Magmabassin, in welchem Differentiation stattfindet: oben und an den Seiten bilden sich die basischen ersten Ausscheidungen, sie können zum Teil an den Wänden haften bleiben, wenn die Abkühlung rasch genug vor sich geht, oder sie sinken unter, dann kann wieder zweierlei entstehen: entweder werden die untergesunkenen Kristalle wieder gelöst in der heißeren Tiefe oder sie bilden eine basische Schicht an der unteren Fläche; kommt es zur Eruption, so wird zuerst eine basische Schicht auftreten, dann eine saure, eventuell wieder eine basische, oder wenn die obere basische Decke sehr klein ist, so kann sich das saure Magma wieder mit dem basischen mengen, dann tritt zuerst ein mittleres Magma, dann das saure, schließlich das basische auf. Hat sich aber oben überhaupt keine basische Schicht gebildet, so kann auch das saure zuerst kommen, schließlich das basische; auch das undifferenzierte Magma kann stellenweise zuerst erscheinen. Andererseits können festgewordene differenzierte Magmen durch Druckentlastung wieder flüssig werden und je nach der Lage der basischen und sauren Teilmagmen, das eine oder das andere zuerst ausfließen. Daß das mittlere

neutrale Magma zuerst auftreten kann, haben wir früher konstatiert, dieses ist das ungemischte; erstarrt es rasch und enthält es wenig Wasser und Kristallisatoren, die die Viskosität mindern, so findet in seinen oberen Teilen keine Differentiation statt, wir haben daher das ursprüngliche Magma zuerst; in seinen unteren Teilen tritt jedoch normale Differentiation ein, und wir bekommen erst später die getrennten, sauren und basischen Magmen. Daß der Schluß zumeist wieder durch ein sehr basisches Magma, wie das der Camptonite dargestellt wird, erklärt sich durch die häufige Bildung einer nach dem spezifischen Gewichte differenzierten untersten basischen Schicht.

Unterschiede in der Altersfolge bei Tiefen- und bei Effusivgesteinen. Brögger hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Altersfolge bei diesen zwei Gesteinsklassen doch oft umgekehrt erscheint. Allerdings ist es bei Tiefengesteinen viel schwerer das Alter festzustellen als bei effusiven, wie man an dem Beispiele des Christianiasilurbeckens und von Predazzo entnehmen kann, bei welchen verschiedene Forscher sehr verschiedene Ansichten äußerten, und dies sind doch vielleicht die am häufigsten untersuchten Gebiete. Bei diesen beiden ist aber die Altersfolge gar nicht übereinstimmend, wie Brögger meinte, die basischen Pyroxenite sind bei Predazzo nicht die älteren Bildungen wie in Südnorwegen. Immerhin scheint die Reihenfolge basisch zu sauer bei Tiefengesteinen viel häufiger zu sein als bei effusiven.

Daly glaubt, daß bei Tiefengesteinen die Reihenfolge basisch zu sauer die richtige sei, und erklärt dies durch Einwirkung des Magmas auf das Nebengestein, nur das basische Magma ist das reine, das saure ist solches basisches Magma, welches saure Gesteine aufgenommen hat. Demnach könnte im Einklange mit Michel-Lévys Assimilationstheorie saures Magma aus basischem durch Einschmelzen von sauren Gesteinen entstehen, das basische steigt aber rascher auf Spalten auf, wird daher früher erscheinen, als wenn es sich langsam nach der Fußgranithypothese (S. 32) durchschmilzt.

Man könnte auch die Altersfolge mit der Fluidität des Magmas in Verbindung bringen, die leichtflüssigen Bestandteile, also die basischen Gesteine, würden eher zur Ausflußöffnung sich hinbegeben. Hierbei müßte das Wasser des Meeres, welches

ja in der Nähe der Oberfläche sicher zu dem Vulkanschlot hinsickert, eine Rolle spielen. Wenn das saure Magma so viel von dem Wasser aufgenommen hat, daß die Fluidität der sauren Teile größer ist, so würde dieses auf die Oberfläche des Magmas steigen; da es leichter ist, wird es ausbruchsfähig werden, nach seiner Erschöpfung käme wieder basisches Magma zum Vorschein. Diese von Sv. Arrhenius[1]) herrührende Erklärungsweise dürfte für manche Fälle möglich sein.

Ich will daher den Satz aufstellen: Es gibt keine in allen Eruptivgebieten übereinstimmende Reihenfolge saurer und basischer Gesteine.

Die von Brögger und anderen vermutete Reihenfolge, daß sich zuerst das unzersetzte neutrale Magma, dann vor allem die basischen und schließlich die sauren Magmen bilden, ist für jene Tiefenmassen gültig, in denen sich an der Decke der Lakkolithen oder Magmareservoirs zuerst basische Magmen ausbildeten; aber wie wir gesehen haben, können sehr komplexe Vorgänge auftreten, welche die Reihenfolge umwerfen, es können die sauren zuerst auftreten, wenn in dem Magmareservoir eine Sonderung nach dem spezifischen Gewicht eintritt.

Veränderungen der vulkanischen Produkte im Laufe geologischer Perioden.

Manche Vulkane zeigen eine große Uniformität in den Auswurfsmassen zeitlich verschiedener Eruptionen, bei anderen zeigen sich kleinere Unterschiede, z. B. bei den Vesuvlaven kommen nur minimale Änderungen im SiO_2-Gehalt vor, dieser ist etwas geringer geworden. Andere langtätige Vulkane können aber sehr verschiedene, saure und basische Produkte auswerfen, in den Vulkanen der Tertiärzeit ist dies die Regel, während wir bei den noch heute tätigen Vulkanen seltener so große Unterschiede sehen. Was die Verbindung basischer und saurer Magmen anbelangt, so sind unter den Tiefengesteinen die sauren die häufigen; wir haben in der Tertiärzeit, z. B. in Ungarn, Italien, viele saure effusive Gesteine, in anderen Gegenden aber sehr viele basische; diese häufen sich seit der jüngsten Tertiärzeit, namentlich in den Inselvulkanen.

---

[1]) Kosm. Phys. 1, 315.

Wenn wir annehmen, daß im Erdinnern eine magmatische Separation nach dem spezifischen Gewicht stattgefunden hat, so würde es von der Tiefe, aus welcher das Magma heraufdringt, abhängen, ob saures oder basisches gefördert wird, man könnte daraus eventuell schließen, daß ein allmähliches Basischerwerden der Eruptionen eintritt, wenn wir nämlich nur die Magmabassins, das Stammagma, in Betracht ziehen, welches ja wieder differenziert werden kann; es scheint, daß in der Jetztzeit seit Ende der Tertiärperiode mehr basisches Magma gefördert wird. Wenn man die verschiedenen Erdperioden mit Bezug auf Basizität der Eruptivgesteine mustert, so wird man zu dem Resultate kommen, daß zu gewissen Zeiten mehr saure, zu anderen mehr basische Gesteine zutage gefördert wurden. Man kann dies aber auch mit geologischen Vorgängen in Verbindung bringen. So hat Becke [1]) beim Vergleich der Magmen der Anden mit jenen Böhmens gezeigt, daß durch tangentialen Zusammenschub, längs den Kettengebirgen (Sueß), leichtere, andesitische Magmen gefördert werden, durch Schollenbrüche schwerere. Ob sich dies allgemein zeigt, ist allerdings noch nicht sicher. Die atlantischen Inselvulkane sind aber jedenfalls schwerere Magmen, sie dürften längs Schollenbrüchen hervortreten, man müßte also schließen, daß durch letztere tieferes Magma gefördert wird. Es kann also auch von tektonischen Vorgängen abhängen, ob tieferes, oder wenig tieferes Magma zutage gelangt. Aber auch die Art und Weise, wie Magma zutage kommt, die Schnelligkeit, mit der es aufsteigt, kann von Einfluß sein, da langsam sich durchfressendes Magma allmählich sauer werden kann, jedenfalls scheinen die kontinentalen Vulkane (Anden) eher saures Magma zu fördern als Inselvulkane. Vielleicht bricht basisches Magma in großen Meerestiefen leichter durch, als wenn es erst die kontinentalen Massen durchschmelzen muß.

Petrographische Charakteristik und Altersbeziehungen der Gesteine eines Vulkans.

Die Einteilung der Gesteine, sei sie nun auf Grundlage der mineralogischen Zusammensetzung oder der Strukturverschieden-

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 23, 209 (1903).

heiten oder chemischer Gesichtspunkte aufgebaut, ist eine rein künstliche. Man muß daher die Frage aufwerfen, ob genetisch und der Altersfolge nach verschiedene Gesteine sich auch bezüglich der zur Klassifikation verwendeten Eigenschaften wirklich unterscheiden müssen, und umgekehrt, ob Gesteine, welche wir nach unserer Klassifikation als idente bezeichnen werden, auch genetisch ident sind, und ob solche, welche wir verschiedenen Klassen zuweisen, genetisch und dem Alter nach verschieden sind. Bei dem Studium erloschener Vulkane ist es oft schwer zu sagen, ob z. B. Gänge oder Laven, die mineralogisch und chemisch auf dasselbe Magma schließen lassen, gleichalterig sind; daß umgekehrt chemisch und mineralogisch verschiedene Gesteine wahrscheinlich verschiedenen Eruptionen angehören, kann man wohl im allgemeinen annehmen, obgleich, wie A. Stübel es bemerkt, dies nicht unbedingt richtig ist. Dagegen ist es zum Teil nur eine willkürliche Annahme, daß ähnliche Gesteine gleichalterig zu sein brauchen, namentlich bei Tiefengesteinen ist es oft sehr schwer zu sagen, ob petrographisch idente Gesteine derselben Eruption angehören oder nicht, in vielen Fällen trifft dies sicher nicht zu, denn vollkommen übereinstimmende Gesteine können in demselben Eruptionsgebiet verschiedenen Eruptionen angehören, man kann also nicht immer die einer Gesteinskategorie angehörigen Gänge als gleichalterig betrachten.

Bei den tertiären Vulkanen, wo die Gerüste gut erhalten sind, überzeugen wir uns manchmal vom Gegenteile. Dadurch, daß eben die Altersbeziehungen immer auf petrographische Gruppen bezogen werden, entstehen dann so oft Divergenzen in den Ansichten verschiedener Beobachter. Lacroix hat neuerdings darauf hingewiesen, daß auf Martinique an der Montagne Pelée rasch nacheinander Gesteine zur Eruption gelangten, die in der Struktur und im Mineralbestande Unterschiede zeigen. Es ist also nicht richtig, daß verschiedene Gesteine im Alter große Unterschiede zeigen müssen, ebensowenig wie petrographisch idente derselben Eruptionszeit anzugehören brauchen.

Siebentes Kapitel.

Die Einschlüsse der Gesteine.

Die Einschlüsse fremdartiger Gesteine in den Eruptivgesteinen sind in mancher Hinsicht von Wichtigkeit; abgesehen davon, daß sie für die gegenseitige Altersbestimmung von Wichtigkeit sind, können sie auch für genetische Theorien von einiger Bedeutung sein, namentlich in Hinsicht auf etwaige Umwandlungsvorgänge. Man kann die Einschlüsse in endogene und exogene unterscheiden. Die ersteren hängen ihrer Zusammensetzung nach mit dem Magma des einschließenden Gesteins zusammen, während die anderen dem Gesteine ganz fremd sind, und von Nebengesteinen abstammen. Letztere geben auch Aufschluß über das Alter des Gesteins, und namentlich wo in einem Eruptivdistrikt verschiedene Eruptionen vorhanden sind, kann oft nur aus den Einschlüssen die gegenseitige Altersfolge bestimmt werden, dann ist aber die Entscheidung, ob ein endogener oder ein exogener Einschluß vorliegt, sehr von Belang. Die Einschlüsse wurden in letzter Zeit besonders von A. Lacroix [1]) studiert.

Lacroix teilt die Einschlüsse in zwei jenen ähnliche Gruppen ein, die er enallogene und homöogene benennt. Erstere sind die Einschlüsse von Tonen, Quarziten, Sandsteinen, Kalksteinen in durchbrochenen Eruptivgesteinen, also von Gesteinen, welche dem Magma des durchbrechenden Gesteins, in welchem sie gefunden wurden, vollkommen fremd sind. Die zweite Abteilung enthält solche Einschlüsse, welche durch ihren Ursprung und ihre Zusammensetzung in Beziehungen stehen zu dem einschließenden Gestein. In bezug auf Lagerung können die Einschlüsse entweder in dem Massen- oder dem Effusivgestein, also in Gängen, Stöcken, Strömen, sich finden, oder in losen Auswürflingen in den Tuffen, diese scheinen auch diejenigen zu sein, welche den größten Reichtum an Einschlüssen zeigen. Letzteres wissen wir nament-

[1]) Les enclaves des roches. Macon 1898.

lich aus den Tuffen italienischer Vulkane, deren zahlreiche Mineralien unsere Sammlungen zieren. Es ist natürlich hier nicht der Ort, das Vorkommen von Einschlüssen zu besprechen, bei denen uns hier vor allem das Genetische interessiert, also insbesondere die Art der Umwandlung exogener (enallogener) Einschlüsse, weil dies besonders im Hinblick auf die später zu betrachtenden Korrosionen und auf die Assimilationstheorie von Wichtigkeit ist. Die Umwandlungen, welche das eingeschlossene Bruchstück erleidet, sind ähnlich denen, welche das Nebengestein erleidet, und daher für etwaige Assimilation besonders wichtig, obgleich bei Einschlüssen der Grad der Veränderung ein höherer sein kann. Ein Teil der Umwandlungen, wie Frittung, Verglasung, ist kaustischer Natur, welcher aber bei sauren Tiefengesteinen, Graniten, Syeniten fehlt, es deutet dies auf großen Wassergehalt und wohl auch auf geringere Temperatur in den Lakkolithen.

Die Einwirkungen gehen im allgemeinen dahin, daß außer diesen kaustischen Umwandlungen teilweise Schmelzung und Wiederkristallisieren stattfand, oder daß an den Grenzen neue Mineralien durch die Einwirkung des Magmas auf den Einschluß sich bildeten. Die Art der Umwandlung hängt ab von der mineralogischen Zusammensetzung, wie auch von dem chemischen Bestande und von der Temperatur des einschließenden Gesteins, von der Abkühlungsgeschwindigkeit und dem Druck, d. i. von der Tiefe, aus welcher der Einschluß stammt[1]). Auch die Zusammensetzung des Einschlusses ist wichtig, da namentlich schwer schmelzbare Mineralien im allgemeinen wenig vom Magma beeinflußt werden, so namentlich Korund, Sillimanit, Zirkon.

Die Korrosionswirkung auf verschiedene Einschlüsse ist gewöhnlich nur am Rande zu beobachten und erstreckt sich oft auf wenige Millimeter. Es entstehen häufig Kontaktmineralien, wie dies auch bei Experimenten auftritt, schön sind sie besonders bei Kalksteinfragmenten. Interessant sind auch die Wirkungen auf Olivin und Hornblende, auch hier ist die Wirkung dieselbe wie bei den Experimenten[2]). Basische Magmen haben zumeist gleichen Einfluß. Ein wesentlicher Unterschied zwischen der

---

[1]) Lacroix, S. 594.
[2]) Doelter u. Hussak, N. J. f. Min. 1 (1884).

Einwirkung basischer und saurer Magmen ist der, daß letztere nicht eine auf wenige Millimeter beschränkte Umwandlungszone liefern. Dies steht in Einklang mit Versuchen Beckers, und ist eine Folge der höheren Temperatur, die zum Schmelzen von sauren Gesteinen nötig ist; es wirkt also hier die höhere Temperatur. In der Natur scheint aber noch ein anderer Faktor hinzuzukommen, nämlich die Mineralisatoren, welche eine bedeutende Einwirkung haben, daher ist die chemische Wirkung der sauren Magmen eine größere. Bei den Versuchen ohne Mineralisatoren ist jedenfalls die Wirkung eine geringere. Lacroix konnte konstatieren, daß die Umwandlungen an Einschlüssen in trachytischen Gesteinen zumeist nicht durch direkte Mischung des Magmas mit dem Einschluß, sondern durch flüchtige Bestandteile hervorgebracht war, daher ist auch in Gängen und Strömen die Einwirkung eine größere als in Tuffen [1]).

In trachytischen Gesteinen ist daher nach Lacroix der Einfluß der Schmelzpunkte und der Temperatur des Magmas geringer, ebenso die Abkühlungsgeschwindigkeit, denn die Mineralien waren zumeist nicht völlig geschmolzen.

Auch der Einfluß des Volumens der Einschlüsse ist bei sauren Magmen geringer, dagegen ist bei diesen der Einfluß der chemischen Zusammensetzung des Magmas ein größerer. Was den Einfluß der Wärme auf einzelne Mineralien anbelangt, so beobachtet man oft Umschmelzung von Biotit mit Bildung von Spinell und Hypersthen. Der Quarz wandelt sich in Tridymit um. Der Feldspat wird umkristallisiert; ähnliche Resultate erhielt ich bei künstlichen Umschmelzungen. Bei Einschlüssen in Granit beobachtet man häufig Neubildung von Quarz, während in den Einschlüssen von Trachyt sich Tridymit bildet; das ist offenbar ein Einfluß der Temperatur.

Interessant sind die Einschlüsse älterer Andesite und Trachyte in Trachyten, z. B. am Mont-Dore haben sich neugebildet: Augit, Hypersthen, Zirkon, Hornblende, Glimmer, Fayalit, Tridymit, Eisenglanz, Magnetit, Pseudobrookit. Ähnliches scheint am Arányer Berg in Siebenbürgen stattgefunden zu haben, die betreffenden Minerale beschrieb A. Koch.

---

[1]) l. c. S. 597.

Der Einfluß saurer Magmen auf Kalksteine scheint ähnlich zu sein wie bei basischen Magmen, es bilden sich Wollastonit, Granat, Pyroxen, Anorthit, Apatit, Titanit. Bekannt sind die mineralreichen Aggregate der Kalksteine des Monte Somma. Ich glaube, daß hier außer dem Wasser auch Chlorcalcium und Chlornatrium, Chlormagnesium, vielleicht auch Fl einwirkten, wie dies Lacroix annahm, eine nähere Besprechung dieser Einschlüsse siehe auch bei Kontaktmetamorphose.

Bei Tonen bildet sich oft als Neubildung Cordierit, bei Quarziten beobachtet man sekundäre Glaseinschlüsse, Tridymitbildung; feldspatführende Einschlüsse zeigten sehr verschiedene Einwirkungen, entsprechend den verschiedenen angeführten Faktoren, insbesondere ist die Einwirkung der basischen Magmen gering, es wurde die Beobachtung gemacht, daß die Hypersthene in solchen Einschlüssen sich in monoklinen Augit und Spinell umwandeln. Die Einschlüsse von Diabasen, Dioriten sind weniger korrodiert, als die der Trachyte und Andesite, was zum Teil mit der geringeren Schmelzbarkeit letzterer zusammenhängen dürfte.

Zirkel[1]) stellt bezüglich der Einwirkung verschiedener Magmen auf verschiedene Einschlüsse ein Schema auf folgender Art: 1. bei hoher Temperatur wird ein saurer Einschluß nicht resorbiert, ein basischer resorbiert; 2. bei niedrigerer Temperatur wird im basischeren Magma ein saurer Einschluß resorbiert, ein basischer nicht resorbiert. Es können aber in demselben einschließenden Gestein sowohl umgewandelte, als unversehrte Einschlüsse liegen. Die Resorption hat viel Interesse für die Assimilationstheorie, welche wir später betrachten.

Endogene (homöogene) Einschlüsse. Die vulkanischen Gesteine bringen aus der Tiefe Einschlüsse mit, welche im Zusammenhang stehen mit der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins. Lacroix unterscheidet zwei Fälle, entweder können die Einschlüsse ganz dieselbe Zusammensetzung zeigen, wie das Gestein, oder sie bestehen aus einigen seiner Gemengteile. Diejenigen, welche die mittlere Zusammensetzung der Lava haben, sind die körnigen Ausbildungsformen derselben, während andere basische Einschlüsse oder, richtiger, Ausscheidungen sind.

---

[1]) Petrographie 1, 600.

So treten in Trachyten Sanidinaggregate mit Hornblende, Glimmer, Pyroxen und selteneren Mineralien, wie Korund, Titanit auf; sie zeigen oft die miarolitische Struktur, andere aplitische. In basischen Gesteinen treten Anorthiteinschlüsse auf. Ebenso treten in Trachyten noch auf sodalithhaltige Sanidinite; leucithaltige [1]) Phonolithe und Nephelinsyenite enthalten mineralogisch analoge Sanidinite. Tephrite enthalten Einschlüsse, welche den Tescheniten nahe kommen. Die Nephelinite zeigen Einschlüsse, welche auch ihrer Zusammensetzung wieder entsprechen, dabei auch Titanit, Perowskit, Ilmenit enthalten, sowie auch Granat.

Im allgemeinen kann man unterscheiden solche Einschlüsse, welche nur die holokristalline Tiefenausbildung des Effusivgesteins sind, und solche, bei denen die Einschlüsse basischer sind als der Wirt. Erstere sind überaus häufig und zeigen, daß den Effusivgesteinen analoge Tiefengesteine entsprechen; hier wird dann ein Tiefgang dem Effusivmagma entsprechen (s. S. 31). Auf der Insel S. Thiago [2]) finden sich größere Massen von Tiefengesteinen an der Basis des erodierten Kraters: Diorit, Diabas, Teschenit, Essexit, die den Effusivgesteinen des Vulkans entsprechen; es würde dies also für eine Verbindung der effusiven Massen mit einem Tiefgange sprechen. Auf S. Antão kommen viele titanithaltige Einschlüsse im Phonolith vor, daneben treten zahlreiche lose Titanitkristalle auf. Es kommen aber auch oft Einschlüsse vor, die viel basischer sind als das betreffende Gestein. So erwähnt Lacroix im Trachyt Einschlüsse von der Zusammensetzung eines Diorit-Diabases, doch sind die Einschlüsse nicht immer mit der eines bestimmten Eruptivgesteins vergleichbar. In den Basalten treten holokristalline Aggregate von Hornblende und Pyroxen mit Olivin, Magnetit auch Apatit und Ilmenit auf, dagegen ist Biotit sehr selten; wahrscheinlich ist dieser beim Aufsteigen des Magmas in Pyroxen oder Olivin umgewandelt worden, wie man auch experimentell zeigen kann. Es existiert immer ein Zusammenhang zwischen der Zusammensetzung der Einschlüsse und der des Gesteins, so enthalten die Phonolithe und Leucitite oft Granat, dann sind aber auch ihre Einschlüsse granathaltig.

---

[1]) Lacroix, l. c. S. 621.
[2]) C. Doelter, Vulkane der Kapverden. Graz 1882.

Im allgemeinen schließt Lacroix aus seinen Beobachtungen, daß trachytische und basaltische Gesteine sich insofern umgekehrt verhalten, als in ersteren analoge körnige Gesteine häufig sind, und basische selten, bei Basalten aber finden sich äquivalente holokristalline Einschlüsse selten, falls solche vorkommen, tritt Hornblende auf, dies zeigt, daß letzteres Mineral hauptsächlich sich in der Tiefe bildet (vgl. die Bemerkungen Beckes, S. 91). Der erwähnte Unterschied ist vielleicht auf den verschiedenen Gehalt an Mineralisatoren saurer und basischer Gesteine zurückzuführen.

Was nun die wahrscheinliche Bildungsweise der homöogenen Einschlüsse anbelangt, so ist die von Lacroix hervorgehobene Tatsache, daß basische Gesteine mehr basische Ausscheidungen zeigen als trachytische Gesteine, wohl dadurch erklärbar, daß bei den letzten zur Ausbildung von Gemengteilen Mineralisatoren notwendig sind, was bei den Basalten nicht der Fall ist. Die Frage, ob basische Ausscheidungen durch emporgerissene Schollen oder durch Differentiation entstanden sind, wird in den speziellen Fällen zu entscheiden sein, sicher ist wohl beides der Fall. In einigen Fällen, z. B. bei Sanidiniten, macht Lacroix es wahrscheinlich, daß sie auf die Einwirkung von Gasen, von Kristallisatoren, zurückzuführen sind. Aber im allgemeinen handelt es sich wohl um magmatische Schlierenbildung, oder besser um Kristallisationsdifferentiation; die erstgebildeten Mineralien schieden sich zuerst ab.

Auch Dannenberg[1]) kommt in seinen Studien der vulkanischen Gesteine des Siebengebirges zu dem Resultat, daß in bezug auf Veränderungen der Einschlüsse am Kontakt mit dem einschließenden Gesteine, die Abhängigkeit von der chemischen Beziehung beider sich zeigt. Korund und Zirkon erleiden im Basalt keine Veränderung, Magnetit und Magnetkies werden stark angegriffen und umgeben sich mit einer an Neubildungen reichen Kontaktzone. Isolierte Feldspate erleiden in Basalt keine erheblichen Veränderungen. Quarz und Sandstein geben in Basalt saure Feldspate und einen Augitkranz. Granitische Einschlüsse sind verändert. Bei Schiefern, die Sillimanit, Korund und Granat enthalten, bildet sich namentlich Spinell; es entspricht dies auch

[1]) Min.-petr. Mitt. 14, 81 (1895).

meinen experimentellen Resultaten [1]). Häufig tritt bei Schiefern weitgehende Assimilation ein.

Aus Beobachtungen von v. John [2]) geht hervor, daß bei den Gabbro- und Graniteinschlüssen im Basalt von Schluckenau der letztere in der Nähe der Einschlüsse oft auffallend glasreich wird, daß die Gabbroaugite eingeschmolzen sind und daß bei granitischen Einschlüssen sich ein Basaltglas bildet, das Spinell und Cordierit enthält. Der Basalt hat Quarz aus dem Einschluß aufgenommen.

Besondere Bedeutung haben die Olivinknollen.

Die Olivinknollen [3]). In Basalten treten häufig größere einschlußartige Knollen auf, die aus Olivin, Bronzit, sog. Chromdiopsid, Pikotit, Hornblende und Apatit (selten Pyrop) bestehen. Solche Aggregate treten ferner als selbständige Auswürflinge, als Bomben auf. Nach der einen Ansicht liegen hier Einschlüsse eines in der Tiefe anstehenden Gesteins vor, während sie nach der anderen Ansicht als ältere intratellurische Ausscheidungen aufzufassen sind. Sehr schöne Bomben finden sich unter anderem am Dreiser Weiher und bei Kapfenstein (östlich von Graz). Bleibtreu und Zirkel vertraten die Ansicht, daß die Knollen fremde Bruchstücke eines unterirdisch anstehenden Gesteins sind, wobei sie sich unter anderem auch auf die Schiefrigkeit mancher Olivinknollen berufen. Der berechtigte Einwand, warum die anderen tertiären Eruptivgesteine nicht auch solche Olivinknollen enthalten, wird durch Becker und Zirkel dahin beantwortet, daß sie infolge höherer Temperatur und höheren Kieselsäuregehaltes des einschließenden Magmas gelöst seien, was aber gerade im Hinblick auf die schwerere Löslichkeit des Olivins unwahrscheinlich ist. Auffallend bleibt es aber, daß gerade im Basalt, bei dem der Olivin als eines der ersten Ausscheidungsprodukte vorkommt, diese

---

[1]) N. J. f. Min. 1 (1884) und Tschermaks Min.-petr. Mitt. 21 (1902).

[2]) Jahrb. geol. R.-A., S. 141 (1902).

[3]) Rosenbusch rechnet mich irrtümlich auch zu den Gegnern der Auffassung der Olivinknollen als ältere Ausscheidungen. In der betreffenden Arbeit von Hussak und mir steht aber ausdrücklich [Neues Jahrb. f. Min. 1 (1884), 31]: „Die vorliegenden Beobachtungen scheinen uns doch entschieden dafür zu sprechen, daß sie (nämlich die Olivinknollen), wie dies schon Roth, Rosenbusch u. a. aussprachen, älteste Ausscheidungen aus dem Magma sind.“

Knollen gefunden werden; man müßte annehmen, daß im Innern der Erde eine Olivinfelsschicht sich findet, die dann aber auch von den basischen Tiefengesteinen mitgerissen worden wäre. Eine lokale Verbreitung des Olivinfelses scheint allerdings manchmal, z. B. bei dem kleinen Vulkan von Kapfenstein, vorhanden gewesen zu sein. Man kann sich auch denken, daß durch Differentiation größere Massen von Olivin entstehen, die dann auch manchmal vom Basalt mitgerissen wurden. Andererseits möchte ich darauf hinweisen, daß ich bei künstlichen Schmelzen eines MgO-reichen Silikats ähnliche Ausscheidungen, wie sie die Knollen zeigen, erhielt, und daß man die Olivinknollen doch durch magmatische Differentiation entstanden denken kann, und zu demselben Resultate war auch Morozewicz[1]) gelangt.

Dannenberg läßt die Frage nach dem Ursprunge der Olivinmassen noch unentschieden; Lacroix betrachtet sie als das Resultat einer Differenzierung eines überbasischen Tiefenmagmas, welches örtlich ein festes Gestein geliefert hat, unterhalb dessen sich das noch nicht verfestigte Magma befand. Später kam dieses, die Olivinlage durchbrechend, als Basalt zutage. Die Verhältnisse in Kapfenstein, wo Olivinbruchstücke und Quarzschotter im Tuff nebeneinanderliegen, machen es für diesen Fall wahrscheinlich, daß sich hier eine größere, bereits feste Olivinmasse abgeschieden hatte.

In einer bedeutungsvollen Arbeit hat F. Zirkel[2]) die Frage der Einschlüsse, gestützt auf das Studium der interessanten Vorkommen des Finkenberges bei Bonn, wieder aufgenommen und ist dabei zu wichtigen Resultaten gelangt, insbesondere sind die dortigen Olivinknollen, Pyroxen-, Granat- und Sillimanitaggregate von großer Bedeutung. Auch Zirkel ist jetzt der Ansicht, daß es sich bei diesen um Urausscheidungen handle, um Aggregate, welche einer durch Differenzierung entstandenen, anfänglich ungleichen Magmamischung ihre Entstehung verdanken; er vergleicht sie mit Konstitutionsschlieren, welche also auf Differentiation beruhen. F. Zirkel hat sich auch mit der Spinell- und Saphirbildung im Basalt beschäftigt und glaubt mit Morozewicz

---

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 18 (1899).

[2]) Abh. math.-phys. Kl. der Kgl. Gesellsch. der Wissenschaften 38 (1903).

annehmen zu müssen, daß im Basalt sich beide Mineralien nicht bilden können. Es zeigen die Versuche von Vučnik und Vukits[1]), die in meinem Laboratorium ausgeführt wurden, daß sie sich allerdings nur ausnahmsweise auch aus ungesättigten Tonerdesilikaten bilden können; hierbei spielen die Abkühlungsverhältnisse eine große Rolle. Zirkel bringt die Saphirbildung mit der Ausscheidung von Olivinknollen in Verbindung. Es scheinen mir seine Beobachtungen und auch das Auftreten von Sillimanit dafür zu sprechen, daß es von der Regel Morozewiczs Ausnahmen gibt; auch M. Bauer meint, daß es nicht unmöglich ist, daß aus Basalt sich Korund ausscheidet.

Achtes Kapitel.

Assimilation und Korrosion.

Gegenüber der Ansicht, daß die Unterschiede der Eruptivgesteine hervorgebracht sind durch die Differentiation eines einzigen Magmas, oder daß wenigstens aus einem abgeschlossenen Magmabassin verschiedene Magmen durch Differentiation entstanden sind, ist auch die Hypothese zu untersuchen, welche diese Unterschiede von dem Einfluß der Korrosion des heißen Magmas auf seine Umgebung ableitet. Allerdings ist diese Ansicht, wenn sie dahingeht, daß es keine Differentiation und nur Einschmelzung gebe, wohl als widerlegt zu betrachten, es ist aber andererseits wohl auch wieder zu weit gegangen, wenn die Anhänger der Differentiationstheorie einen Einfluß auf das Nebengestein ganz leugnen.

Wir wollen zuerst die magmatische Korrosion und Resorption, dann die kaustische Wirkung der Eruptivgesteine betrachten und auf dieser Grundlage die Assimilationshypothese prüfen.

Magmatische Korrosion und Resorption der Mineralien. Man beobachtet oft bei Gemengteilen von Effusivgesteinen

[1]) Centralbl. f. Min. 1904.

korrodierende Wirkung des Magmas; diese erklärt sich durch die Wirkung des restlichen Magmas auf die zuerst ausgeschiedenen Bestandteile. Bei dem näheren Studium ergibt sich, daß nicht alle intratellurischen Bestandteile gleichmäßig korrodiert sind, sondern daß gewisse Gemengteile mit Vorliebe solche Korrosionen zeigen, z. B. Hornblende, während sie bei Augit selten auftreten. Es kommen übrigens auch mechanische Einwirkungen vor: Zerreißungen, Knickungen, Zersprengung, Aufblätterung, Verbiegung von Kristallen. Es ist nicht immer leicht, zu konstatieren, ob z. B. Abrundungen oder Einbuchtungen der Grundmasse chemische Korrosionswirkungen sind; nach Küch kann bei Quarz dies auch durch Auseinanderlösen der Kristalle nach Zerberstungsflächen entstehen.

Korrosionserscheinungen treten auf an Gesteinsbestandteilen, die zuerst ausgeschieden wurden, dann an eingeschlossenen Mineralien und Gesteinsbruchstücken; die zuerst gebildeten Kristalle werden infolge der bei der Kristallisation entstehenden Wärme vom Restmagma resorbiert, wobei aber auch Druckveränderungen durch Aufsteigen des Magmas eine Rolle spielen. F. Zirkel [1]) hat eine große Anzahl von Beobachtungen über die an den Rändern von Hornblende, Olivin, Biotit usw. auftretenden Korrosionserscheinungen angeführt. Die Erscheinung kann auch im Innern auftreten; bei Hornblende erklärt Zirkel dieses durch Weiterwachsen des korrodierten Kristalls. Doch könnte dies mitunter auch durch Eindringen auf feinen Spalten möglich sein. Die Korrosion entsteht in glasigen Gesteinen nicht. Bei Hornblende entsteht ein dunkler, undurchsichtiger Rand, der schwer unter dem Mikroskop auflöslich ist; er besteht aus Augit und Magnetit, vielleicht nach F. Zirkel aus einem unbestimmten Eisensilikat. In anderen Fällen bildet sich kein Augit, sondern ein pleochroitisches Mineral von brauner Farbe, das von Hyland [2]) näher untersucht wurde.

Auch Plagioklas kann eingeklemmt sein, welcher aber ebenso aus dem Magma stammen könnte. Etwaige Glimmerbildung erklärt sich durch Fluoride, hier und da bildet sich Olivin [3]).

---

[1]) Petrographie **1**, 716.

[2]) Min.-petr. Mitt. **10**, 236 (1889).

[3]) Aus geschmolzener Hornblende kann Olivin entstehen; vgl. S. 90.

Dies sind also lauter leicht erklärbare Produkte der Umschmelzung der Hornblende; weniger aufgeklärt sind nur jene braunen pleochroitischen Blättchen. Bei Biotit bildet sich ein Rand aus Augit und Magnetit. Die Erscheinungen bei Biotit sind um so ausgeprägter, je mehr kristallin und je glasärmer die Grundmasse entwickelt ist; auch bei Hornblende beobachtet man, daß in glasigen Gesteinen kein Korrosionsrand zu finden ist, was Becke mit der Unterkühlung erklärt. Es scheint, daß auch die Zeit eine Rolle spielt und Rosenbusch meint daher, daß bei sehr rascher Verfestigung des Magmas zu einer Glasbasis die Existenz des Biotits nicht gefährdet sei, was aber durch Lagorio bestritten wurde, indem er durch das Experiment nachwies, daß bei eingetragenem Biotit eine fast momentane Einwirkung einer Schmelze genügt, um unter Umständen den Opacitsaum hervorzubringen [1], dies wird aber sehr von der Temperatur abhängig sein, sowie von der Gegenwart von Fluoriden. Olivin zeigt ebenfalls dunkle Umrandung, aber dies ist doch ziemlich selten; ebenso zeigt Augit verhältnismäßig selten die Umwandlung; Hypersthen zeigt sie nie, diese sind eben bei allen Temperaturen und Drucken stabil.

Interessant ist auch die von Frank Adams beschriebene Hypersthenzone um Olivin, welche er als Korrosionszone mit Recht darstellt. Es möge aber daran erinnert werden, daß aus Olivin bei Umschmelzung etwas Augit sich bilden kann, ebenso wie umgekehrt. Ob ähnliche Gürtel, bei denen sich Hornblende bildet [2], durch wässerige Umwandlung oder durch Einwirkung des Magmas entstanden sind, konnte er nicht entscheiden.

Ich muß in manchen Fällen, z. B. bei Biotit und Hornblende, auf die Ähnlichkeit verweisen, welche die Erscheinungen an den Gesteinen mit denjenigen aufweisen, welche ich künstlich durch Umschmelzen der betreffenden Mineralien erhielt; demnach würde eine Temperaturerhöhung zum Teil wenigstens genügen, um die Erscheinungen zu erklären. Hierher gehört auch die Ersetzung eines Minerals durch ein Aggregat von Gemengteilen des Gesteins, die an Leuciten, Augiten und Plagioklas beobachtet wird und die Zirkel magmatische Perimorphose nennt. Es treten dann im Augit des Basalts beispielsweise bei ganz scharfen Kristall-

[1]) Siehe auch C. Doelter u. Hussak, N. J. f. Min. 1 (1884).
[2]) Vgl. H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiog. 2, 319.

umrissen im Innern ein Haufwerk von Gemengteilen des Basalts auf: Plagioklas, Leucit, Augit, Olivin und Magnetit. In Gesteinen des Monte Somma erwähnt Rammelsberg Leucite, welche aus Sanidin und Nephelin bestehen. Auch Hussak[1]) beschrieb solche Erscheinungen bei Leucit.

Die Entstehungsweise ist noch nicht ganz aufgeklärt. Lemberg[2]) vermutet eine Entstehung dieser Körper durch pyrochemische Einwirkung von Natronsalzen auf Leucit. Hussak glaubt auch, daß Leucitkristalle bestanden haben, daß dann diese Masse durch Entlastung des Druckes mehr oder weniger verflüssigt wurde und die Leucite unter Erhaltung ihrer Form vom Magma verdrängt wurden. Folgender Versuch, den ich zu anderem Zwecke ausführte, wirft einiges Licht darauf. Leucit wurde von einem sehr viskosen Magma (Phonolith) korrodiert, und hierbei bildeten sich Nephelin und Orthoklaskristalle, die ein Haufwerk wie bei manchem natürlichen Vorkommen bildeten, die Form war meistens nicht oder sehr schlecht erhalten, nur in einem Falle war sie gut erhalten, die Einwirkung war aber in diesem Falle nicht so kräftig. Das zeigt, daß es korrodierende Einwirkung eines sehr viskosen Magmas ist, wobei vielleicht auch die Temperatur so hoch war, daß Umschmelzung eintrat (?). Wahrscheinlich setzt die Korrosion hier auf Spalten ein und frißt im Innern weiter, während die glatten Kristallflächen der Korrosion mehr widerstehen und länger erhalten bleiben.

Nach Zirkel ging mit der Umwandlung durch das Magma auch eine mechanische Beeinflussung Hand in Hand, daher die unzweifelhaft fragmentare Natur der dunkel umrandeten Individuen und das Eindringen der Grundmasse. Bewegungen und Erschütterungen haben zum Zerbrechen von Kristallen jedenfalls auch beigetragen, aber das Eindringen von Grundmasse kann auch erklärt werden dadurch, daß, wenn sehr feine Sprünge existieren, auf diesen das Magma sich leichter weiter frißt, als an den Kristallflächen. Man beobachtet bei den Silikatschmelzlösungen dasselbe, was man bei wässerigen beobachtet, die schwerere Angreifbarkeit der Kristallflächen durch das Lösungsmittel. Zerbrechen der Kristalle kann übrigens auch durch Temperatur-

---

[1]) Neues Jahrb. 1, 167 (1890).
[2]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1876, S. 612.

schwankungen eintreten, die gewiß stattgefunden haben, namentlich bei rascher Abkühlung, so daß die eigentliche mechanische Beeinflussung doch gering sein dürfte.

In Tuffen sind oft viel schöner ausgebildete Kristalle mit scharfen Kanten zu beobachten als in der sie begleitenden Lava, worauf Sartorius aufmerksam machte. Reyer[1]) will dies durch Schlieren mit mehr Wasser erklären. Wahrscheinlich ist es allerdings, daß besser ausgebildete Kristalle sich in einem dünnflüssigen Magma gebildet haben. Aber die Abwesenheit der Korrosion deutet doch darauf hin, daß die Lava, in welcher sich jene Kristalle bildeten, bald nach ihrer Bildung zerstäubt wurde, wodurch die Korrosion aufgehalten wird.

Prof. Sueß machte mich darauf aufmerksam, daß in der Vesuvlava manche Augite schärfere Ränder haben als die entsprechenden Leucite. Dies könnte zum Teil damit zusammenhängen, daß jene Augite nicht intratellurischen Ursprungs sind wie die Leucite, und daher nicht der Korrosion in dem Maße ausgesetzt waren. Im allgemeinen würden aber auch gleichzeitig oder fast gleichzeitig gebildete Mineralien verschieden korrodiert werden können, je nach ihrer chemischen Zusammensetzung verglichen zu der des Magmas und je nach ihrer Löslichkeit im Magma. Die Korrosion ist um so stärker, je mehr das korrodierende Magma von dem korrodierten Mineral in der chemischen Zusammensetzung abweicht. Versuche, um die Korrosionserscheinungen nachzumachen, wurden von Doelter und Hussak[2]) angestellt. Die Wirkung der Korrosion ist von der Zeitdauer und Temperatur abhängig. Bei Hornblende entstand ein dunkler Rand, bestehend aus kleinen Augitkriställchen und Magnetitkörnchen, der sogenannte opazitische Rand, der an den Hornblenden vieler Eruptivgesteine beobachtet wird. Olivin war durch basaltisches und phonolithisches Magma wenig verändert worden. Bei Granat erhält man zweierlei Arten von Veränderung. In einem Falle war eine Neubildung von Mineralien nicht zu beobachten gewesen, und es beschränkt sich die

[1]) Physik der Eruptionen, S. 103.

[2]) N. J. f. Min. 1, 18 (1884). — Dagegen ist Lagorio der Ansicht, daß die Einwirkungsdauer einflußlos ist; es stimmt dies nicht mit meinen Versuchen, bei sehr hoher Temperatur wird aber die Korrosion sofort eintreten.

Umwandlung auf eine äußerlich an den Kelyphit Schraufs erinnernde Faserung und Trübung. Im anderen Falle waren Umwandlungsprodukte, aus Spinell und grünem Augit bestehend, zu beobachten. Als Granat in Fayalitschmelze eingetaucht wurde, bildeten sich Spinell, Glasmasse und ein augitähnliches Mineral. Bei Quarz entstanden nur vereinzelte sekundäre Glaseinschlüsse.

Die Löslichkeit verschiedener Mineralien in verschiedenen Gesteinsschmelzen habe ich[1]) experimentell versucht, es wurden eine Anzahl von Mineralien von gleichem Korn in abgewogener Menge in einer bestimmten Menge des geschmolzenen Gesteins gleichmäßig behandelt. Hierbei ergab sich, daß Mineralien von hohem Schmelzpunkt im allgemeinen leichter angreifbar sind als solche von niedrigem, doch existieren Ausnahmen wie bei Leucit, der in Phonolithschmelze leicht löslich ist.

Ursache der Korrosionen und Resorptionen. Sowohl Druck- als auch Temperaturveränderungen sind Ursachen der Korrosion; es wird der Magmarest, die Grundmasse, die eine andere Zusammensetzung hat als das ursprüngliche Magma, da es saurer geworden ist, wieder lösend einwirken; hierbei spielt die Übersättigung eine Rolle, durch die Kristallisation wird Wärme entwickelt und daher die Löslichkeit der ausgeschiedenen Bestandteile im Restmagma erhöht[2]). Bei sehr rascher Abkühlung, also bei glasiger Ausbildung des letzteren, wird aber das Magma bald eine niedrige Temperatur haben, bei welcher die Korrosion viel schwächer ist, und erst durch eine Druck- oder Temperaturveränderung könnte dann der saure Rest nochmals wirken. Es gehören also jene zwei Faktoren zur Korrosionswirkung.

Es genügt aber, wenn der Druck vermindert wird, denn dadurch wird der Schmelzpunkt des Magmas erniedrigt, und dies zeigt uns, daß Korrosionen auch durch Druckverminderung zustande kommen können. Daneben wird aber eine direkte Temperaturerhöhung durch Eintritt der Kristallisation wirksam sein. Eine Hauptursache besteht aber darin, daß die Grundmasse, d. h. der Magmarest, durch Druckverminderung wieder flüssig wird

---

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 21 (1901).

[2]) Vgl. Vogt, Silikatschmelzen 2, 157.

und dann korrodierend auf die Kristallränder einwirkt. Ferner können Druckänderungen auch Veränderungen im Wassergehalte und in dem der Mineralisatoren zustande bringen, wodurch dann bei Verminderung jener manche Mineralien (wie Hornblende) nicht mehr existenzfähig sind. Die Seltenheit der Erscheinung bei Augit gegenüber der Häufigkeit bei Hornblende könnte vielleicht darauf zurückführbar sein. Augit ist eben viel stabiler als Hornblende, welche nur in Gegenwart von Mineralisatoren und Wasser existenzfähig ist.

Bei Tiefengesteinen könnten durch Entweichen des Wassers, das ja als Säure bei höherer Temperatur wirkt, Veränderungen hervorgebracht werden. Die Tatsache, daß glasige Gesteine keine randliche Korrosion zeigen, hängt außer dem Ausbleiben der Kristallisationswärme und der raschen Abkühlung auch mit dem geringeren Gehalt an Wasser und Mineralisatoren zusammen.

Resorptionsfolge. Sowie es eine Ausscheidungsfolge gibt, wird es auch eine Resorptionsfolge geben können. Zirkel nimmt an, daß sie die umgekehrte der Ausscheidungsfolge sei, hierbei geht er von der Vorstellung Lagorios aus, daß die Ausscheidungsfolge von der Sättigung allein abhänge, dann müßten Quarz, Orthoklas, Albit zuerst verschwinden, es ist dies in Wirklichkeit aber nur teilweise der Fall. Es ist durch meine früher erwähnten Versuche festgestellt, daß Olivin, Korund, Quarz, Leucit schwer löslich sind, von diesen scheiden sich die beiden ersten zuerst aus, werden also, wie angenommen, auch zuletzt resorbiert werden, bei Quarz trifft dies nicht zu, denn seine Ausscheidung hängt nicht nur von der Löslichkeit ab, sondern von der Stabilität bei hohen Temperaturen. Ebenso wird oft Leucit weniger resorbiert, obgleich er keinen der allerersten Bestandteile bildet.

Dann möchte ich hinzufügen, daß der Einfluß des Druckes auf die Kristallisation doch kein großer sein dürfte, bei dem Abwägen zwischen Einfluß der Temperatur und dem des Druckes wurden oft beide gleich gestellt, was aber gewiß nicht richtig ist, da nach dem, was wir bei Lösungen über den Einfluß der Temperatur wissen, dieser ganz ungleich bedeutender ist als der des Druckes. Zu den Ausführungen Zirkels[1]), welcher meint, daß Druckabnahme einer Temperaturzunahme entspricht, möchte

[1]) l. c. S. 760.

ich daher bemerken, daß wahrscheinlich einer großen Druckabnahme eine kleine Temperaturerhöhung entsprechen würde (vgl. S. 199). Bei Verminderung des Druckes wird nun die Resorption nicht alle Bestandteile gleichmäßig treffen, sondern es hängt dies von den S. 110 angeführten Verhältnissen ab.

Korrosion des Nebengesteins am Kontakt.

In dem Abschnitte über Kontaktmetamorphose wollen wir die Umwandlungen, welche durch die Eruptivgesteine am Kontakt verursacht werden, näher beleuchten, Veränderungen, die oft sehr weitgehender Natur sind, und zur Bildung neuer Gesteine und Mineralien führen. Was uns hier zunächst interessiert, sind die kaustischen Wirkungen und die Veränderungen, welche das Magma selbst durch die Einwirkung der Gesteinswände erleidet. Es gehören zu den rein kaustischen Wirkungen die Brennung, die Frittung, die Verglasung, welche wir an Sandsteinen, Quarziten, Tonen, Mergeln, Kalksteinen beobachten. In den Schmelzprodukten können auch Neubildungen von Mineralien zu stande kommen, doch ist dies mehr auf die Einschlüsse beschränkt, die wir besonders betrachtet haben. Zu beachten ist, daß die rein kaustischen Einwirkungen wohl nur bei Effusiv- oder Ganggesteinen auftreten, nicht bei Tiefengesteinen. Die Frittungen usw. wurden schon früher erwähnt. Im ganzen sind die kaustischen Korrosionserscheinungen der Laven gering. Wir kennen aber einzelne Beispiele bei Sandstein. Beim Kontakt mit Braunkohle kann Verkokung eintreten. Darwin berichtet von größeren Veränderungen, die ein Lavastrom auf Kalkstein am Signalberg von S. Thiago (Kapverden) hervorgebracht hat, nach meiner Beobachtung sind sie aber nicht bedeutend[1]).

Die hydrochemischen Veränderungen kommen natürlich hier nicht in Betracht, wo es sich um Assimilationswirkung handelt. Im allgemeinen scheinen Gänge eher zu wirken als Ströme, am größten ist der Einfluß bei Umhüllung durch Ströme oder durch mehrere nahe liegende Gänge. Für die Assimilationsfrage ist überhaupt sachlich von Belang, wie sich das Gesteinsmagma in der Tiefe verhält.

---

[1]) Vulkane d. Kapverden, S. 54 (Graz 1882).

Assimilation. Das aufsteigende Magma wird einen gewissen Einfluß auf die Spalten, Wände, sowie auf die durchbrochenen Schichten ausüben, wodurch wieder seine chemische Zusammensetzung beeinflußt werden kann. Es kann aber dieser Einfluß unter Umständen namentlich in höheren Schichten gewiß ein unbedeutender sein, und wir beobachten auch oft bei Gängen und Lakkolithen, daß dies wirklich der Fall ist, ebenso wie auch der Einfluß eines basischen Magmas bei Strömen ein unbedeutender ist; ebenso sehen wir, daß bei Versuchen in Ton- oder Porzellantiegeln die Tiegelwände oft nur sehr wenig angegriffen werden, bei sehr hoher Temperatur ist dies aber doch der Fall. In der Natur muß aber auch mit Losreißungen, Einstürzen von Schollen gerechnet werden und dann ist die Beeinflussung des Magmas eine viel bedeutendere. Sehr groß müßte sie in der Tiefe sein, wenn Magma sich langsam durchfrißt, wie es bei den Batholithen vermutet wird.

Zugunsten des Einflusses eingeschmolzener Bruchstücke durchbrochener Gesteine haben sich namentlich Harker[1]), Lacroix[2]), Sollas[3]), de Launay, Michel-Lévy[4]), Johnston-Lavis, Bleibtreu[5]), Judd, Kjerulf, Daly u. a., nachdem bereits Jukes[6]) die Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung der genetisch zusammengehörigen Gesteine betont hatte, entschieden. Credner, Brögger und J. H. L. Vogt halten die Assimilationstheorie für widerlegt. Namentlich französische Forscher vertreten heute die Ansicht, daß der Einwirkung auf das Nebengestein eine große Rolle zukäme, was mit den früher erwähnten Vorstellungen des Mechanismus der Intrusion der Tiefengesteine, insbesondere der granitischen Gesteine, zusammenhängt, wie sie Michel-Lévy[7]) u. a. entwickelt haben. So wurden auch die Einschlüsse im Granit von Flamanville als Bruchstücke des Nebengesteins betrachtet. Leclère[8]) hat die Einschlüsse chemisch untersucht

---

[1]) Q. J. of geol. 52, 320 (1896).
[2]) Les enclaves des roches. Macon 1893; Guide géologique. Paris 1900.
[3]) Trans. Sc. Acad. Dublin 30, 477 (1894).
[4]) Bull. soc. géol. 24, 123 (1896).
[5]) Zeitschr. d. geol. Ges. 35, 489 (1883).
[6]) Stud. Man. of Geol. p. 81 (1857).
[7]) Bull. serv. carte géol. de France 5, No. 36 (1893).
[8]) C. R. 134, 306 (1902).

und findet chemische Veränderungen im Granit, welche die umgekehrten sind, die der Metamorphismus in den benachbarten Gesteinen hervorbringt. Es würde dann hier eine Art chemische Beeinflussung des Granits durch das Nebengestein vor seiner Verfestigung vorliegen können. Becke[1]) hält dagegen diese Einschlüsse für basische, durch Differentiation entstandene Ausscheidungen.

Loewinson-Lessing[2]) schreibt der Assimilation oder Einschmelzungstheorie große Bedeutung zu. Dort, wo das Einschmelzen nur in kleinem Maßstabe stattfindet, zeigt sich der Einfluß in dem Auftreten neuer Mineralien, wo große Mengen eingeschmolzen werden, findet Differentiation statt. Wo Streben zur Trennung eines basischen, eisenoxydul- und magnesiareichen Magmas von einem saureren (salischen) stattfindet, dürfte die Ursache, die diese Spaltung bewirkte, in den eingeschmolzenen Massen liegen. Er meint, daß gerade wie bei zwei Flüssigkeiten, die nicht mischbar sind, die geringe Zugabe eines Stoffes, der im Magma wenig löslich ist, den Anstoß zur Spaltung geben kann. Daß solche Zugaben das Magma leicht löslicher machen, ist allerdings richtig, aber die Magmen sind überhaupt bei genügend hoher Temperatur alle mischbar, immerhin könnten eingeschlossene Partien vielleicht Anstoß zur Kristallisation geben. Loewinson-Lessings Ansicht geht demnach auf eine Versöhnung der Assimilationstheorie mit der Differentiation hin.

Die „osmotische" Theorie von Johnston-Lavis[3]) besteht darin, daß durch Zusammenschmelzen mit den das Magma umgebenden Gesteinen ein „osmotischer" Austausch der Bestandteile zwischen dem Magma und den Gesteinen erfolgen müsse. Ein solcher Austausch findet nun sicher stellenweise statt, aber die Bedeutung desselben scheint nach den Beobachtungen am Kontakt der Eruptivmassen und auch nach den Erfahrungen am Granit von Flamanville zu schließen, kein bedeutender zu sein, jedenfalls genügt er nicht, um die Verschiedenheiten der Gesteine zu erklären; wir hätten in dieser osmotischen Theorie eine Analogie zu der von Leclère aufgestellten.

---

[1]) Min.-petr. Mitt. **21**, 230 (1902).
[2]) Loewinson-Lessing, Congrès géol. St. Petersbourg 1897.
[3]) Geol. Mag. S. 252 (1894); Boll. d. soc. geol. Ital. **13**, 32 (1894).

Die Korrosion des Magmas wurde bereits an anderer Stelle gewürdigt, sie wird sehr von der Temperatur abhängen, und in tieferen Schichten jedenfalls größer sein als in solchen, welche geringe Temperatur aufweisen. In oberen Schichten scheint die Korrosionswirkung mitunter recht gering gewesen zu sein, das würde aber nicht hindern, daß sie in tiefen Schichten bedeutend sein kann und daß Magma sich langsam hinauffrißt, denn die Gase wirken wie eine Lötrohrflamme.

Sehr wichtig ist also die Temperatur. Der Grund, warum manche Tiefengesteine nicht weiter in die Höhe drangen, ist teilweise in ihrer bereits erniedrigten Temperatur gelegen, teilweise in der Verteilung der Masse, auch in anderen mechanischen Ursachen. Man kann bei manchen Vorkommen recht gut beobachten, daß das Magma keine hohe Temperatur mehr hatte, dann sendet es seltener feine Apophysen aus und bringt auch keine so ausgedehnten Kontaktwirkungen mehr zustande. Die Temperatur hängt aber auch wieder von der Abkühlungsweise des Magmas ab, von seiner Berührungsfläche mit den kälteren Schichten; stürzt ein Magma in einen großen Hohlraum, so muß, falls dieser schon näher der Oberfläche gelegen ist, die Temperatur sich stark abkühlen, die Korrosionswirkung des Magmas hört auf. Es scheint mir aber kaum möglich, eine Korrosionswirkung des Magmas ganz zu leugnen. In einzelnen Fällen ist sie vielleicht nicht merkbar oder überhaupt gering. Man braucht deshalb nicht die Verschiedenheiten der Eruptivgesteine durch die Einschmelzung des durchbrochenen Gesteins zu erklären. C. W. Brögger hat, von dem Christianiagebiet ausgehend, sich gegen die Hypothese Michel-Lévys erklärt, und zeigt aus den Analysen, daß eine Einschmelzung der kalkreichen Decke hier nicht stattgefunden haben kann, da die Gesteine zum Teil nur ganz wenig Kalk enthalten. Das würde allerdings nicht hindern, daß die tieferen, nicht kalkreichen Schichten, die unter dem Silur liegen, eingeschmolzen werden konnten und daß in anderen Gegenden auch bezüglich der Assimilation andere Verhältnisse herrschen.

Daly macht die nicht unrichtige Bemerkung, daß Magmen, welche auf gewaltigen Spalten schnell aufsteigen, keine Assimilation aufweisen, und daher, wie schon Dutton behauptete, besonders geeignet sind, die Natur des eigentlichen Magmas zu entscheiden. Man könnte sich denken, daß das Magma der jetzigen Vulkane

aus der eigentlichen basischen Schicht stammt. Demnach müßten saure Magmen langsam emporsteigen, was auch damit in Übereinstimmung ist, daß sie zäher sind und sich nicht so schnell bewegen können. Milch[1]) glaubt auch, daß das starke Zurücktreten basischer Gesteine unter den Tiefengesteinen im Vergleich zu ihren Mengen unter den Ergußgesteinen durch Einschmelzung zu erklären ist, wobei sich saure Gesteine bilden.

Wenn eine flüssige Magmamasse oder -säule, die eine Temperatur von etwa 2000° besitzt, lange Zeit mit fremden Gesteinen, seien es sedimentäre oder verfestigte alte Eruptivmassen, in Berührung steht, so muß sie notwendigerweise eine chemische Einwirkung auf diese ausüben, bei niedriger Temperatur aber nicht mehr. Die Korrosion wird abhängen:

1. von der Temperatur des Magmas, also auch zum Teil von der Tiefe, in welcher der Vorgang sich abspielt,
2. von der chemischen Zusammensetzung des Silikatmagmas,
3. von der chemischen Zusammensetzung der durchbrochenen Schichten,
4. von dem Druck, d. h. also wieder von der Tiefe wie bei 1.,
5. von der Menge und chemischen Beschaffenheit der im Magma gelösten Gase (H_2O und Kristallisatoren).

1. Einfluß der Temperatur. Mineralien, welche in Silikatschmelzen eingetaucht werden, erleiden mannigfaltige Korrosionen, wie noch speziell gezeigt wird. Die Korrosionen nehmen zu mit der Temperatur. Ein Körper, der vom Magma ganz eingeschlossen oder in demselben zerstäubt, zerspratzt ist, wird aber stärker korrodiert werden als ein Körper, der nur randlich angefressen wird. Am Rande wirkt außerdem die Abkühlung der Wände, immerhin muß ein kleiner Einfluß des Nebengesteins stattfinden, falls die Temperatur genügend hoch ist; wenn wir ein Magma in einem Ton- oder Porzellantiegel schmelzen, so wird auch ein Einfluß auf die Tiegelwände zu beobachten sein, aber viele hundert Experimente in solchen Tiegeln haben mir gezeigt, daß dieser Einfluß sehr gering sein kann, falls die Temperatur nicht genügend hoch ist, um den Tiegel zum Erweichen zu bringen. Die Temperatur ist dabei sehr wichtig. Lagorio[2]) konnte z. B. Korund

---

[1]) N. J. f. Min. 1, 204 (1904).
[2]) Zeitschr. f. Kristallogr. 24 (1895).

sehr rasch in Trachytschmelze zur Lösung bringen, während dieser bei meinen Versuchen nur wenig angegriffen wurde.

2. und 3. Wir wissen aus der Metallurgie, daß eine Erzschmelze das Tiegelmaterial sehr verschieden angreift. Es hängt dies von der Natur der Schmelze und von der Natur des Tiegelmaterials ab. Basische, eisenreiche Schmelzen werden daher in Magnesittiegeln weniger angegriffen als in Quarztiegeln, es ist also von der chemischen Ähnlichkeit der Schmelze und des Nebengesteins abhängig, ob die Einwirkung größer ist oder kleiner. Manche Mineralien sind aber überhaupt im Magma schwerer angreifbar (siehe unten), z. B. Quarz, Korund, Olivin, sicher werden Sandsteine, Glimmerschiefer usw. weniger angegriffen werden als basischere Gesteine. Kalkstein löst sich in Basalt oder auch in sauren Gesteinen leicht auf ohne Spuren zu hinterlassen. Ferner hängt auch noch der Korrosionseinfluß von der Schmelzbarkeit des Wändegesteins ab. Wir haben hier dieselben Verhältnisse wie bei den Einschlüssen.

4. Der Einfluß des Druckes, welcher wiederum von der Tiefe abhängig ist, kann auch von Bedeutung sein. Nach den theoretischen Ausführungen von H. W. Roozeboom[1]) dürfte bei Silikaten die Löslichkeit unter hohem Druck geringer sein als bei normalem Druck, es wirkt also im allgemeinen der Druck entgegengesetzt der Temperatur. Auch kommen wir von einer anderen Seite zu dem Resultate, daß bei größerer Tiefe dem Temperatureinfluß ein anderer entgegenwirkt. Mit dem Druck, also in der Tiefe, steigt der Schmelzpunkt, die lösende Wirkung des Magmas fängt aber erst beim Schmelzpunkt an und ist um so größer, je mehr sich die Temperatur von letzterem entfernt. Da aber in bedeutender Tiefe der Schmelzpunkt des Magmas ansteigt, so wird die Temperatur des Magmas bedeutender steigen müssen, um jenen Einfluß zu paralysieren.

5. Bei Ergußgesteinen wirkt nur die Schmelze, die Gase haben keinen Einfluß bei der Korrosion, in der Tiefe wirken aber auch diese; die Kontaktwirkungen, welche man beobachtet zwischen Granitstöcken und Schiefern oder Sedimentgesteinen, sind vielfach der pneumatolytischen Wirkung zuzuschreiben. Ob diese Wirkungen der Gase sich mit der Tiefe verändern, läßt sich schwer

---

[1]) Heterogene Gleichgewichte 2, 410. Braunschweig 1904.

sagen; bei Wasser wissen wir, daß es in der Tiefe größere Wirkung hat als an der Oberfläche, wobei wieder die Temperatur von Wichtigkeit ist.

Wenn wir nun die Einflüsse, welche auf den Korrosionsvorgang einwirken, zusammenfassen, so sehen wir, daß sie teilweise sich entgegenwirken. In Tiefen von 1 bis 20 km, in welchen die Gangstöcke und Lakkolithen eingedrungen sind, scheint der Korrosionseinfluß nicht viel größer zu sein als an der Oberfläche, und wir beobachten auch in der Natur oft geringen Einfluß, ich verweise hier auf die Arbeiten Bröggers[1]). An anderen Orten, wie in den Pyrenäen, wäre nach Lacroix[2]) der Einfluß ein recht bedeutender, und scheint hier eine Verschluckung von Nebengestein nachgewiesen; in größerer Tiefe und unter speziellen Bedingungen, namentlich bei starken mechanischen Wirkungen, welche Zerstäubung des Nebengesteins erzeugen, wird eine solche gewiß vorkommen.

Ein gutes Beispiel für eine allerdings nicht sehr bedeutende Einwirkung des Nebengesteins zeigt der Vergleich der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine von Predazzo und Monzoni[3]). In letzterem Gebiet findet man zahlreiche große und kleine Schollen von Kalkstein mitten im Eruptivgestein; da diese Schollen Reste einer zusammenhängenden Triasmasse waren, so müssen die nicht mehr sichtbaren Teile bei der Eruption verschwunden sein, d. h. sie müssen von dem Monzonit verschluckt worden sein. Da es sich um ziemlich bedeutende Massen handelt, so müssen sie auf die chemische Zusammensetzung des Monzonits in dem Sinne wirken, daß der Kalkgehalt des letzteren erhöht wird, und dies ist auch tatsächlich der Fall, wie ein Vergleich der Analysen des Monzonits vom Monzoni mit jenen von Predazzo zeigt. Hier kann man also Assimilation vermuten, aber der Einfluß ist doch kein so bedeutender, daß man alle Verschiedenheiten dadurch hervorbringen könnte.

Um nun ein Resultat aus allen widersprechenden Ansichten zu erhalten, stelle ich das Fazit derselben zusammen:

---

[1]) Ganggefolge des Laurdalits. Christiania 1898.

[2]) Guide Géologique 3, 16. Paris 1900.

[3]) C. Doelter, Der Monzoni und seine Gesteine. Sitz.-Ber. k. Ak. Wien 111 (1903).

Basische, auf breiten Spalten rasch hervorströmende Magmen können fast rein zu uns gelangen, daher werden die basischen Effusivgesteine im reineren Zustande zu uns kommen und uns ein besseres Bild des Magmas darbieten[1]). Saure oder mittlere Magmen werden größere Korrosionen bewirken, und zwar wird die Korrosion um so größer sein, je langsamer jene aufrücken, und wenn sie erst sich einen Weg bahnen müssen, was vielfach der Fall sein kann, so werden sie bereits die Spuren der Nebengesteine aufweisen, ohne daß wir indessen dies immer am Kontakt zu merken brauchen, denn bei Tiefengesteinen können die resorbierten Teile bereits in das Innere des Massivs verteilt sein.

Neuntes Kapitel.

Künstliche Gesteine.

Es ist natürlich von großem Interesse, die natürlichen Gesteine im Laboratorium darzustellen, und gerade in genetischer Hinsicht oft von entscheidender Bedeutung. So hat der erste Versuch, Gesteine darzustellen, den Fouqué und Michel-Lévy unternahmen, endgültig bewiesen, daß Basalt ohne Wasser durch Zusammenschmelzen der sie bildenden Mineralien entstehen kann, auch spätere Versuche waren von großer Bedeutung, und selbst negativ ausfallende Versuche können oft nicht ohne Wert sein. Vieles ist allerdings in dieser Hinsicht noch zu tun, wenn es gelingen wird, die Wirkung des Wassers in den Bereich des Versuches zu bringen, was bisher noch nicht möglich war, es sei denn bei niedrigeren Temperaturen. Man kann bei derartigen synthetischen Versuchen entweder die Mineralien oder deren chemische Bestandteile zusammenschmelzen; eine andere Methode bedient sich des Zusammenschmelzens der Mineralien mit Schmelzmitteln (Kristallisatoren).

[1]) Daly, l. c.

Versuche von F. Fouqué[1]) und Michel-Lévy[2]). Diese bedienten sich bei ihren Arbeiten der gesteinsbildenden Mineralien, die sie im Fourquignon-Ofen zusammenschmolzen, wobei die Schmelze langsam gekühlt wurde; in einigen Fällen teilten sie den Versuch in zwei Perioden, während welcher verschiedene Temperatur eingehalten wurde.

1. Andesit wird erhalten aus 4 Tl. Oligoklas und 1 Tl. Augit, hierbei bildete sich auch etwas Magnetit. Auch aus 10 Tl. Oligoklas und 1 Tl. Hornblende erhielten sie Andesit.

2. Labradorporphyrit wurde erhalten aus 3 Tl. Labrador und 1 Tl. Augit, daneben bildet sich spontan Magnetit.

3. Basalt und Melaphyr. Hier wurde die Operation in zwei Teile geteilt, es wurde ein schwarzes Glas verwendet, bestehend aus 6 Olivin, 2 Augit, 6 Labrador, durch 48 Stunden wurden die Mineralien bei Weißglut, durch 48 weitere Stunden bei Kirschglut erhalten. In der ersten Periode erhielten sie Olivin, Magnetit, Picotit, in der zweiten bildete sich Labradorit, Augit und Magnetit. Es ist jedoch, wie ich mich durch wiederholte ähnliche Versuche überzeugt habe, gar nicht nötig, zwei solche Perioden auseinanderzuhalten.

4. Nephelinit bildet sich aus 3 Tl. Nephelin und 1,3 Tl. Augit.

Bei 10 Tl. Nephelin, 1 Tl. Augit erhielten sie keinen Augit, sondern Spinelloktaeder und Rhombendodekaeder, die sie für Melanit halten.

5. und 6. Leucitit und Leukotephrit. Auch hier wurden zwei Perioden der Abkühlung eingehalten, wie oben. Leucitit bildet sich aus 9 Tl. Leucit, 1 Tl. Augit, wobei die Augitkristalle den Leucit umgeben. Der Tephrit entsteht aus 8 Tl. Leucit, 4 Tl. Labrador und 1 Tl. Augit.

7. Lherzolith (Olivinfels) wurde schon früher von Daubrée künstlich hergestellt. Fouqué und Michel-Lévy verwendeten

---

[1]) Über Apparate, welche bei diesen Versuchen angewandt wurden, siehe Synthese des minéraux et roches. Paris 1882; C. Doelter, Chem. Mineralogie 1890; C. Fr. Oetling, Min. Mitt. 17 (1877); Morozewicz, ibid. 18 (1898).

[2]) Als erster Versuch hat eigentlich der von James Hall zu gelten, der Lava von Sa. Venera am Ätna und solche von Island, dann einen Diabas schmolz und möglichst langsam erstarren ließ; eine nähere Untersuchung des Schmelzproduktes war aber damals unmöglich.

Olivin, Enstatit, Augit, Pikotit zu seiner Herstellung, indes weicht das Kunstprodukt doch von dem natürlichen ab.

Ich habe 1883 begonnen Gesteine oder auch entsprechende chemische Mischungen umzuschmelzen, hierbei ergaben sich oft die S. 88 erwähnten Unterschiede mit den natürlichen Gesteinen.

Morozewicz[1]) hat eine größere Anzahl von Gesteinen und Mineralien künstlich dargestellt, wobei er in der glücklichen Lage war, mit größeren Mengen (von mehreren Kilo bis zu 100 Pfund) arbeiten zu können. Doch hat er nicht in Platingefäßen, sondern in Tontiegeln gearbeitet, wobei mitunter Einwirkung der zu den Versuchen verwendeten Substanz auf die Tonwände eintrat. Der große Vorteil dieser Arbeiten ist aber der, daß bei so großen Mengen große Kristalle erzeugt wurden, die einer genaueren Untersuchung unterworfen werden können, als bei den in kleinen Tiegeln entstandenen künstlichen Gesteinen, die nur optisch und mikrochemisch geprüft werden können. Andererseits war bei diesen Versuchen eine Temperaturregulierung nicht möglich.

Morozewicz gelang es u. a., ein als liparitähnlich bezeichnetes Gestein künstlich zu erzeugen, indem er eine diesem Gestein analoge Mischung mit 1 Proz. Wolframsäure zusammenschmolz. Hierbei bildeten sich Biotit, Sanidin und Quarz. Bezüglich der Entstehung von Quarz ist aber die Entscheidung ausstehend (vgl. S. 144). Morozewicz glaubt, daß Biotit sich in Gegenwart von Wolframsäure durch Zerfall des Liparitmagmas bildet. Es ist aber doch die Möglichkeit vorhanden, daß sich Fluor bei der Biotitbildung beteiligte. Die meisten Tone geben nämlich beim Erhitzen kleine Mengen von Fluor, und es kann daher aus dem Tiegelmaterial sich solches entwickeln.

Morozewicz stellte ferner auf synthetischem Wege Cordierit-Vitrophyr dar, sowie Enstatitbasalt, bei letzterem wurde eine Mischung von 3 Tl. Olivin, 3 Tl. Labrador und 1 Tl. Augit angewandt. Er erhielt eine mikroporphyrische Schmelze mit porphyrischen Ausscheidungen von rhombischem Pyroxen und Olivin, und einer Grundmasse aus monoklinem Pyroxen, Plagioklas, Magnetit und Glasbasis; die Bestandteile sind in der angeführten Reihenfolge auskristallisiert. Ferner wurden verschiedene Basalte, darunter auch Hauynbasalt, hergestellt (Hauyn kristallisiert da-

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. **18** (1899).

bei gleich nach Pyroxen), dann spinellhaltige Basalte, Nephelin-, Spinell-, Korund- und Melilithbasalt sowie Nephelinite erhalten.

K. Bauer[1]) hat Granit mit einem Gemenge von Lithiumchlorid, Calciumfluorid und Kaliumwolframat erhitzt, es entstand Augit, Plagioklas, also ein augit-andesitähnliches Gebilde. Zu verwundern ist, daß kein Glimmer gebildet wurde, es ergibt sich dies aber aus der sehr hohen Temperatur, die er angewendet hatte. Auch bei einem Versuch mit Granit und Natriumwolframat und Natriumchlorid bildeten sich wegen der hohen Temperatur nur Plagioklas und Nephelin. Bei Umschmelzung eines Diorits mit Borsäure, Natriumphosphat und Calciumfluorid bildeten sich nach Erhitzung auf 1000° und Abkühlung auf 800° hornblendeähnliche Schüppchen, Biotit und sehr viel Anorthit.

Ähnliches ergab sich bei Umschmelzung des Diorits mit den Fluoriden von Na, Ca, Mg. Bei Anwendung von $MgCl_2$, $CaCl_2$, NH_4Cl, bildete sich Augit, Olivin, Melilith und Labrador. In einem Falle ergab sich aus einem Gemenge von Orthoklas, Albit, Hornblende und Glimmer mit Natriumchlorid, wolframsaurem Kali, Borsäure und Natriumphosphat, eine Schmelze, welche einem Quarzbasalt entsprach.

K. Schmutz[2]) schmolz Leucitit mit Fluornatrium und Fluorcalcium sowie auch mit NaCl allein. Es bildeten sich bei letzterem Versuche Augit, Magneteisen, Melilith, bei ersterem Biotit, Orthoklas, Labrador und etwas skapolithähnliches Mineral, dagegen bildete sich ein biotithaltiger Leucittephrit, als Natriumfluorid und Kieselfluorkalium zugesetzt wurden. Die Bildung von Leucit wird durch letzteren Zusatz, wie es scheint, gefördert. Bei Umschmelzung mit wolframsaurem Kali bildete sich viel Leucit, dann Plagioklas (Oligoklas-Andesin), auch Melilith und Magnetit. Derselbe Forscher hat auch saure Gesteine und Mischungen von verschiedenen Gesteinen mit Schmelzmitteln behandelt. Mit Granit, Na-, Ca- und Al-Fluorid erhielt er hauptsächlich oligoklas- und skapolithähnliche Durchschnitte. Bei Anwendung von NaCl und Kaliumwolframat ergab die Umschmelzung des Granits einen dem Albit nahestehenden Feldspat, dann Augit und Tridymit, auch einzelne Orthoklase, es bildete sich ein Augit-Trachyt. Sehr

---

[1]) N. J. f. Min., Beil. 12 (1899).
[2]) N. J. f. Min. 2, 124 (1897).

merkwürdig ist das Resultat verschiedener Umschmelzungen von Leucitit (Capo di Bove) und Leucitlava vom Vesuv, namentlich gab es verschiedene Resultate, je nachdem das Gestein selbst umgeschmolzen wurde oder die chemische Mischung welche demselben entspricht. Bei einem Umschmelzungsversuche des Leucitits erhielt ich ein ähnliches Gestein, doch war mehr Feldspat vorhanden als ursprünglich. Die Schmelze, direkt aus den chemischen Bestandteilen dargestellt, ergab Andesin, Melilith, Magnetit und Glas, das Kali ist in das Glas hineingegangen. Bei Schmelzung der Vesuvlavamischung erhielt K. Bauer[1]) viel Glas, Augit, Anorthit, Magnetit, Olivin. Bei diesen Versuchen ergab sich kein Leucit und auch kein Orthoklas, welcher sich ja aus Schmelzfluß ohne Mineralisatoren, außer wenn es sich um sehr dünnflüssige handelt, nicht bildet. Der Nephelinbasalt von Waldra ergab bei Umschmelzung wieder ein ähnliches Gestein. Ebenso erhielt K. Schmutz bei Umschmelzung von Glasbasalt Augit und Plagioklas (Anorthit). Bei rascherer Abkühlung bildet sich nur Magnetit.

Petrasch[2]) wendet Kristallisatoren an, und zwar Fluorbor bei der Umschmelzung von Vesuvlava; er erhielt außer Magnetit und etwas Augit viel Leucit, Plagioklas und Nephelin; als er statt des natürlichen Gesteins eine analoge chemische Mischung anwandte, bildete sich weniger Plagioklas, Leucit statt in Kristallen, nur in Skeletten; allerdings war hier die Schmelztemperatur geringer. Petrasch schließt daraus, daß hohe Temperatur die Leucitbildung begünstige, wofür auch die Versuche von Fouqué und Michel-Lévy sprechen. Syenit von Weinheim mit Borax, Fluorcalcium, Chlornatrium und Lithiumchlorid, im Verhältnis 6 Tl. Syenit zu je 1 Tl. der Schmelzmittel, ergab hauptsächlich Augit, Plagioklas, vielleicht auch Hornblende. Mischungen eines Granits mit Phonolith, Chloriden und Fluoriden ergaben Feldspate, Nephelin, Augit. Bei Mischungen von Granit und Limburgit zeigten sich Olivin, Magnetit, Labrador und wenig Augit.

Als Granit mit der je vierfachen Menge von Chlorlithium und molybdänsaurem Natrium erhitzt wurde, schied sich am reichlichsten trikliner Feldspat (Oligoklas und Albit) aus, dann Augit,

---

[1]) N. J. f. Min., Beil. 12, 565 (1899).
[2]) N. J. f. Min., Beil. 17, 498 (1903).

Magnetit, der zu erwartende Quarz war ausgeblieben. Sehr schön waren die Leucitneubildungen beim Zusammenschmelzen von Phonolith und Vesuvlava, daneben trat Nephelin, Augit, Plagioklas auf. Medanich[1]) erhielt beim Zusammenschmelzen von Granit und Vesuvlava Augit, Anorthit, dann Skapolith, Olivin, Leucit, Magnetit[2]); als Plagioklasbasalt und Granit zusammengeschmolzen wurden, ergab sich Plagioklas, Augit, Tridymit, Olivin, Magnetit, und vielleicht Biotit, bei Anwendung der chemischen Mischung bildete sich ein Melilithbasalt. Quarz wurde nur in einem Falle erhalten, als Granit mit Dinatriumhydrophosphat, Borsäure und Zinnchlorür geschmolzen und dann bis 700^0 abgekühlt wurde.

Aus allen diesen Versuchen geht hervor, daß man ohne Anwendung von Kristallisatoren eine bestimmte Anzahl von basischen Gesteinen von verhältnismäßig einfacher Zusammensetzung herstellen kann, und bei Anwendung von Kristallisatoren auch saure Gesteine, wobei Hornblendebildung noch nicht sicher gestellt ist. Manche Schmelzen, z. B. bei den Versuchen von Petrasch, zeigten eine mikrogranitische, feinkörnige Struktur. Aber der Quarz bildet sich nur ausnahmsweise bei sehr niederer Temperatur, während er sich jedenfalls bei Gegenwart von Wasser leicht bilden könnte.

Wir kommen hierbei zu der wichtigen Frage: Ist das Magma mit unseren künstlichen Schmelzflüssen vergleichbar?

Über diesen Punkt sind die Ansichten jedoch geteilt. Vogt, Morozewicz und Lagorio behaupten die Ähnlichkeit unbedingt, während andere die künstlichen Schmelzen als Schlacken bezeichnen und der Ansicht sind, daß das Wasser einen wesentlichen Einfluß im Magma ausübe. Der Vergleich der natürlichen Gesteine mit den künstlichen Schmelzen führt ungefähr zu folgenden Resultaten:

1. Die Unterschiede rasch gekühlter Schmelzen und Schlacken mit Gesteinen sind sowohl im Mineralbestande als auch in der Struktur oft nicht unwesentlich, so bilden sich in Schlacken sogenannte metastabile Körper, Spinell, Akermanit, Melilith und

[1]) N. J. f. Min. 2, 20 (1903).

[2]) In einem anderen Falle ergab sich Glas, Augit und Anorthit, als statt der Gesteine die chemische Mischung, welche derselben entspricht, genommen wurde.

Glieder der Meionitgruppe, die sich in Gesteinen nicht bilden; außerdem können sich Quarz, Orthoklas, Granit, Albit, Glimmer in Kunstprodukten nicht bilden.

2. Die Unterschiede sehr langsam gekühlter Schmelzen sind bedeutend geringer, indem sich metastabile Körper nicht oder ganz selten bilden, daher sind mit Ausnahme der sauren Magmen diese Schmelzen den Gesteinen sehr ähnlich, die Mineralien der sauren Gesteine Quarz, Orthoklas, Hornblende und Glimmer können sich aber in solchen Schmelzen auch nicht bilden.

3. Schmelzen, zu welchen die Mineralisatoren oder Kristallisationsagenzien zugesetzt werden, liefern alle Mineralien der Eruptivgesteine, auch Quarz, Orthoklas, Glimmer, und sind daher diesen vollkommen vergleichbar, falls man langsam kühlt und keine zu hohe Temperatur anwendet.

Wie erwähnt, können wir den wichtigsten Kristallisator, das Wasser, bei den Versuchen nicht einwirken lassen, sondern nur Fluor, Chlor, Wolframsäure, Borsäure usw. Alle diese Körper wirken temperaturerniedrigend und viskositätsvermindernd. Es sind also eigentlich Kristallisationsagenzien; eine chemische Wirkung haben Wasser und die Mineralisatoren nicht, oder doch nur in Ausnahmefällen, in welchen HO oder F direkt aufgenommen wird, denn ihre Wirkung besteht zum Teil in der Erniedrigung des Schmelzpunktes, wodurch die Bildungstemperatur der Mineralien herabgesetzt wird; zum Teil wird durch sie auch die Viskosität vermindert. Viele Mineralien können eben über eine gewisse Temperatur hinaus sich nicht ausscheiden; zum Teil ist die Wirkung eine katalytische, reaktionsbeschleunigende.

Das Wasser könnte in der Tiefe allerdings auch eine chemische Wirkung haben, weil es nach Arrhenius[1]) bei hoher Temperatur ein Salzbildner ist und sich den Basen gegenüber wie eine Säure verhält; bei Abkühlung scheidet sich Wasser wieder ab, und die Basen verbinden sich mit Kieselsäure.

[1]) Kosmische Physik **1**, 313.



Zehntes Kapitel.

Die Verfestigung des vulkanischen Magmas.

Das Magma verfestigt sich entweder an der Oberfläche oder in der Tiefe. Wenn Magma im Vulkanherd sich zu verfestigen beginnt und dann durch Druckentlastung plötzlich an die Oberfläche gelangt, so werden sich die leichter schmelzbaren und leichter löslichen Gemengteile wieder auflösen und es bleiben einzelne schwer schmelzbare Mineralien: Quarz, Leucit, Olivin, Anorthit in dem flüssigen Magmarest zurück, es kann aber auch, wenn z. B. das Magma längere Zeit in der Nähe der Oberfläche verweilte, wo der Druck geringer und daher auch die Schmelzlöslichkeit eine größere ist und die Schmelzpunkte tiefer liegen, das Ganze wieder geschmolzen werden. Sehen wir von dem Wasser und den Mineralisatoren ab, welche an der Oberfläche keine Wirkung haben, und betrachten wir die Silikatschmelze, so haben wir eine Anzahl von gegenseitig sich lösenden Bestandteilen, und man kann das Magma bis zu einer gewissen Grenze mit einer Lösung vergleichen, aber der Unterschied zwischen Schmelz- und einer wässerigen Lösung liegt schon darin, daß das gemeinsame Lösungsmittel letzterer, das Wasser, fehlt. Auch erfolgt die Abscheidung nicht durch Entfernung des Lösungsmittels, etwa durch isotherme Einengung. Im Vulkanherd und bei den Tiefengesteinen spielen allerdings zum Teil das Wasser und die Mineralisatoren die Rolle des Lösungsmittels, welches beim Erkalten verjagt wird. Wenn nach der Ansicht von Arrhenius das Wasser auch bei hoher Temperatur eine chemische Einwirkung als Säure hätte, scheidet es sich bei sinkender Temperatur aber wieder aus, dasselbe gilt für die Mineralisatoren, welche nur in einigen akzessorischen Mineralien ihre Spuren hinterlassen. Die Vorgänge in der Tiefe lassen sich, sofern das Wasser in Betracht kommt, nicht experimentell verfolgen, die früher erwähnten Versuche mit Mineralisatoren zeigen, daß

wir alle in Gesteinen vorkommenden wasserfreien Mineralien darstellen können. Wir wollen uns hier nun mit den trockenen Schmelzen befassen.

Wenn man ein Silikat mit einem anderen zusammenschmilzt, so löst das leichter schmelzbare das schwerer schmelzbare, beim Erkalten werden sie sich wie Wasser und Salz in der wässerigen Lösung trennen, doch können aber auch beim Zusammenschmelzen neue Verbindungen sich ausscheiden. Daher können auch aus einem Magma verschiedene Bestandteile, je nach den physikalischen Bedingungen, sich ausscheiden und es haben J. Roth, F. Zirkel, Iddings, W. Cross und Pirsson u. a. dieser Erscheinung bei Gesteinen ihre Beachtung geschenkt; diese scheint namentlich dort einzutreten, wo die Schmelze lange Zeit im viskosen Zustande verharrte [1]). Es erklärt sich dies namentlich durch die Dissoziation des Magmas. Die Abscheidung der Mineralien und die Reihenfolge derselben hängt von vielen Faktoren ab, die wir nun betrachten wollen, doch ist eine vollständige Erklärung der Vorgänge noch nicht möglich. Was die Ausscheidungsmöglichkeit überhaupt anbelangt, so hängt sie natürlich, wie wir früher sahen, von der chemischen Zusammensetzung des Magmas ab (S. 64). Man kann in speziellen Fällen, z. B. wie dies Morozewicz [2]) für Korund und Alumosilikate ausführte, auch die Ausscheidungsmöglichkeit berechnen. Wenn man Korund mit Anorthit, Nephelin zusammenschmilzt, so werden sich beide getrennt ausscheiden, entsprechend der Formel der Alumosilikate; tritt Magnesia hinzu, so wird zumeist die überschüssige Tonerde in Augit, Hornblende, Spinell aufgenommen, doch kann sich vielleicht ganz ausnahmsweise auch Korund aus Basalt ausscheiden, wie auch im Nephelinglas ausnahmsweise Korund entstehen kann [3]).

Die Ausscheidungsfolge der Mineralien im Magma. — Um das gegenseitige Alter festzustellen, bedient man sich der Einschlüsse, wobei diese älter sind als der sie beherbergende Wirt; auch die Formenausbildung ist von Wert, tritt ein Kristall voll-

---

[1]) C. Doelter, Physik.-chemische Mineralogie, S. 121.

[2]) Tschermaks min.-petr. Mitt. 18 (1899). Die Ausdrücke Sättigung und Übersättigung sind von ihm in falschem Sinne gebraucht worden, da jedes Silikat Tonerde lösen kann; vgl. auch J. Vogt, Silikatschmelzlösungen 1, 78.

[3]) B. Vukits, Centralbl. f. Mineral. 1904, S. 712; 1905, S. 362.

kommen ausgebildet, idiomorph auf, so wird er älter sein als solche, die sich den Formen anderer anschmiegen und keine selbstständige Begrenzung zeigen; ist ein nicht idiomorphes Mineral zwischen anderen Kristallen eingeklemmt, so ist es jünger als diese, dagegen ist ein Kristall, der in einer Grundmasse eingebettet ist, älter als letztere; oft setzen sich auch kleine, später entstandene Kristalle an den Umrissen eines größeren an, sehr große und dicke Kristalle sind meist die älteren, aber es kann dies auch mit einer anderen Ursache, mit der Kristallisationsgeschwindigkeit zusammenhängen, daher zur Kontrolle die Beobachtung künstlicher Schmelzen dient, bei denen man zwei oder drei Komponenten in bestimmten Proportionen anwenden kann. Am besten wird man sich unter dem später zu besprechenden Kristallisationsmikroskop überzeugen, welches Mineral zuerst kristallisiert. Man kann bei beiden Methoden sehr gut in zweifelhaften Fällen die erste Ausscheidung allein erhalten, wenn man den Versuch bald, nachdem sich etwas abgesetzt hat, unterbricht, denn dann bleibt die zweite oder dritte Komponente im Glase stecken, man hat nur die eine Art von Kristallen, die zuerst gebildeten. Wenn zwei Komponenten sich gleichzeitig abscheiden, so hat man Verwachsungen parallel angeordneter Kristalle; dies läßt auf Vorhandensein einer eutektischen Mischung schließen. Die Beobachtungen zeigen, daß in Gesteinen die Ausscheidungen nacheinander erfolgen, wobei jedoch während der Endausscheidung der ersten bereits der Anfang der zweiten erfolgt, oder es erfolgt abwechselnde Abscheidung der Komponenten.

Als Resultat der Beobachtungen ergibt sich, daß sowohl bei Tiefengesteinen, als auch bei Ergußgesteinen die Reihenfolge dieselbe ist, da hier das Wasser keinen großen Einfluß zu haben scheint. Rosenbusch hat folgende Reihenfolge für die Ausscheidung festgestellt:

1. Oxyde, Spinellide; 2. Apatit, Titanit; 3. Olivin, rhombischer Pyroxen; 4. Augit, Hornblende; 5. Kalknatronfeldspate; 6. Nephelin und Leucit; 7. Natronaugit, Albit, Orthoklas; 8. Quarz.

Die theoretische Begründung von Seiten Rosenbuschs, daß das in geringster Menge vorhandene Mineral zuerst abgeschieden wird, und daß die abnehmende Basizität die Ursache der Reihenfolge ist, kann als widerlegt gelten, aber die Folge selbst ist,

allerdings mit einigen Ausnahmen, gewiß richtig und wird auch durch Schmelzversuche bestätigt.

Faktoren, welche die Ausscheidung der Mineralien beeinflussen. — Die Ausscheidungsfolge hängt ab 1. von den in der Schmelze vor sich gehenden chemischen Reaktionen; 2. von der chemischen Zusammensetzung der Gesamtschmelze, verglichen mit der der eutektischen Mischung; 3. von der Unterkühlung bzw. den Abkühlungsverhältnissen; 4. von dem Kristallisationsvermögen und der Kristallisationsgeschwindigkeit; 5. von der Stabilität der Verbindung bei hoher Temperatur.

Die chemischen Reaktionen führen, wie früher erwähnt, zu doppelten Umsetzungen, oft zur Bildung von Mischkristallen, zur Abspaltung einfacherer Verbindungen; sehen wir von diesen Vorgängen ab, so erfolgt die Abscheidung nach den Löslichkeitsverhältnissen, die am schwersten lösliche Verbindung scheidet sich zuerst ab. Nun sahen wir im achten Kapitel, daß manche der zuerst abgeschiedenen Mineralien, wie Korund, Zirkon, Olivin, Titanit, in den Magmen schwer löslich sind, in anderen Fällen, wie bei Augit, Magnetit, ist das jedoch nicht der Fall und doch bilden sich Augit und Magnetit sehr bald, und andererseits bildet sich der schwer lösliche Quarz zuletzt. Es hängt dies zum Teil auch von der Stabilität der Mineralien bei hohen Temperaturen ab, einige von ihnen zersetzen sich bei hohen Temperaturen, wie die Glimmer, Hornblende, Wollastonit. Diejenigen, die sich nur bei niederen Temperaturen abscheiden können, sind bei hohen Temperaturen nur glasig zu erhalten, und erst wenn wir durch Schmelzmittelzugabe die Ausscheidungstemperatur ermäßigen, kommen solche, z. B. Orthoklas, Albit, Quarz, zur Ausscheidung. Es handelt sich hierbei einerseits um die Stabilität, andererseits auch um das Kristallisationsvermögen. Die Löslichkeit wird durch die Schmelzpunktskurve verschiedener Mischungen gegeben (vgl. C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, Kap. 12, sowie Sitz.-Ber. d. Wiener Akad. **114**, Juliheft 1905).

Die eutektische Lehre. Aus den Legierungen und anderen Verbindungen lernen wir, daß solche im flüssigen Zustande gegenseitige Lösungen sind, und daß die Abscheidung nach den Gesetzen der verdünnten Lösungen vor sich geht. Maßgebend dafür ist das Verhältnis der Zusammensetzung einer Schmelze zu jener der eutektischen Mischung. Wenn man für verschiedene Mischungs-

verhältnisse zweier Stoffe die Schmelz- oder Erstarrungspunkte bestimmt, so ist der niedrigste dieser Punkte der, welcher der eutektischen Mischung entspricht. Die beiden Komponenten der eutektischen Mischung scheiden sich gleichzeitig ab, falls sie nicht verschiedenes Kristallisationsvermögen haben, was allerdings gerade bei gesteinsbildenden Mineralien der Fall ist und bewirkt, daß sowohl bei künstlichen Schmelzen als auch bei Gesteinen eutektische Mischungen so selten sind. Die Löslichkeitskurve läßt sich am einfachsten bei Mischungen aus zwei Verbindungen eruieren.

Mischt man zu einem Silikat ein niedriger schmelzendes kristallisiertes Silikat, so wird der Schmelzpunkt jenes erniedrigt, mischt man aber zu einem kristallisierten Silikat ein höher schmelzendes, so wird zumeist sein Schmelzpunkt erhöht. Anders verhält es sich aber, wenn man die Gläser dieser Mineralien zusammenschmilzt, oder die chemischen Bestandteile der betreffenden Verbindungen im Schmelzfluß mengt, dann tritt eine gegenseitige Schmelzpunktsermäßigung wie bei Legierungen ein; das Gemenge mit dem niedrigsten Schmelzpunkt muß nach der Theorie das eutektische sein, und beide Komponenten müssen gleichzeitig erstarren und schmelzen, hier gibt es also kein Lösungsmittel. Unter **eutektischem Punkt** versteht man den Punkt, bei welchem die zwei Komponenten gleichzeitig erstarren, und theoretisch ist dies der Kristallisationsendpunkt. Besteht eine Schmelze aus der eutektischen Mischung plus einer im Überschuß befindlichen Komponente, so soll letztere zuerst erstarren und schließlich das Eutektikum selbst, das durch die eutektische Struktur ausgezeichnet ist, und von allen Mischungen der zwei Komponenten den niedrigsten Schmelz- bzw. Erstarrungspunkt hat. Hätten wir eine Schmelze aus zwei Komponenten A und B, so können wir sie betrachten als zusammengesetzt aus Eutektikum plus etwas Überschuß einer derselben z. B. A, dann sollte sich dieser Überschuß von A zuerst ausscheiden, und schließlich das Eutektikum. Soweit die Theorie, aber diese von J. H. L. Vogt auch für die Silikate verfochtene Anschauung stimmt hier mit der Wirklichkeit zumeist nicht überein. Vor allem müßte dann die Ausscheidungsfolge mit der chemischen Zusammensetzung der Schmelze fortwährend wechseln, je nach dem Verhältnis von A und B zum Eutektikum und letzteres müßte sich schließlich selbst

stets zeigen, gerade aber dieses tritt in Gesteinen, wie auch in künstlichen Schmelzen zumeist nicht auf und andererseits ist auch, wie die allgemein (mit einigen Ausnahmen allerdings) bestätigte Regel von Rosenbusch beweist, die Reihenfolge der Ausscheidungen keine wechselnde, sondern zumeist eine konstante. Der Prozeß ist nämlich viel komplizierter als die einfache Theorie voraussetzt.

Durch meine Untersuchungen, bei welchen die Abkühlung unter dem Mikroskop studiert wurde, zeigt sich, daß eben die Mineralien nacheinander sich ausgeschieden haben und nicht gleichzeitig, und nur ausnahmsweise scheiden sich gleichzeitig die Komponenten einer Mischung aus. Es stimmt dies mit den Beobachtungen der Petrographen überein; die natürlichen Gesteine zeigen keine Eutektstruktur, mit Ausnahme des Schriftgranits, mancher Pegmatite und Aplite, also durchweg Quarz-Orthoklasgesteine, das sind aber gerade solche, welche sich unmöglich aus reinem trockenem Schmelzfluß bilden können. Bei meinen Versuchen habe ich nur selten eutektische Mischungen gesehen, z. B. als Fayalit mit 80 Proz. Fe_2SiO_4 und 20 Proz. Magnetit zusammengeschmolzen wurde, aber auch hier trat sie nur sporadisch auf.

Warum stimmt also die Theorie nicht mit der Erfahrung? Vor allem ist die eutektische Lehre nur bei zwei oder drei Komponenten anwendbar, zwischen denen keine chemische Reaktion eintritt, und dies ist ein doch seltenerer Fall, wie die Erfahrung lehrt. So erhielt ich bei meinen Versuchen und denen meiner Schüler beim Zusammenschmelzen von zwei oder drei Mineralien sehr häufig neue Mineralien. Ein weiterer Faktor, der auch dem Zustandekommen der eutektischen Mischung und der aus ihr bedingten Ausscheidungsfolge hinderlich ist, ist das verschiedene Kristallisationsvermögen der die Gesteine bildenden Komponenten, welches wir nun betrachten wollen; endlich ist auch die Unterkühlung zu berücksichtigen.

Kristallisationsvermögen und Kristallisationsgeschwindigkeit[1]). Die verschiedenen im Magma vorhandenen Körper haben sehr verschiedene Tendenz auszukristallisieren; die einen kristallisieren auch bei rascherer Abkühlung, die

[1]) Vgl. G. Tammann, Kristallisieren und Schmelzen, S. 140; C. Doelter, Centralbl. f. Mineral. 1903, S. 612.

anderen bleiben glasig auch bei langsamer Erstarrung. Die Eigenschaft zu kristallisieren, ist also bei verschiedenen Substanzen sehr verschieden. Das Kristallisationsvermögen wird durch die Zahl der Kristallisationskerne in der Gewichtseinheit pro Zeiteinheit bei gegebener Temperatur gemessen. Praktisch läßt sich dies bei Mineralien dadurch verwirklichen, daß man während einer bestimmten Zeit die Schmelze auf eine bestimmte Temperatur abkühlt und die Zahl der Keime vergleicht oder das Volumen des kristallisierten und des glasigen Teiles bestimmt. Natürlich sind die Resultate nur annähernde, immerhin ergibt sich, daß das Kristallisationsvermögen der zuerst ausgeschiedenen Verbindungen sehr groß ist, namentlich bei Korund, Magnetit, Spinell. Bei Korund habe ich keine direkten Versuche anstellen können, aber schon aus der Anwendung des Goldschmidtschen Thermitverfahrens geht hervor, daß Korund ungemein leicht kristallisiert. Ebenso hat mir Herr Dr. A. Küch in Hanau die Mitteilung gemacht, daß Korund, dessen technischer Schmelzpunkt 1800 bis 1850^0 beträgt, sofort beim Erstarren kristallinisch wird. Eine zweite Gruppe von Körpern, deren Kristallisationsvermögen zwar etwas kleiner, aber immerhin noch sehr beträchtlich ist, bilden Olivin, Bronzit und Hypersthen, deren Ausscheidungsreihenfolge auch die ihres Kristallisationsvermögens ist. Hierauf folgt Augit, an diesen reihen sich mit abnehmendem Kristallisationsvermögen Anorthit, Labrador, Nephelin; geringer ist das Vermögen des Leucits, endlich haben die Mineralien Oligoklas, Natronaugit ein geringes Kristallisationsvermögen, und bei Albit, Orthoklas, Quarz ist dieses gleich Null, während Olivin, Bronzit, Hypersthen fast ganz kristallin erstarren. Insbesondere bei Olivin ist es schwer möglich, Glas zu erhalten, dagegen wird man bei den Feldspaten und auch bei Leucit, Nephelin nur bei langsamer Abkühlung Kristalle erhalten, bei den drei letztgenannten auch dann keine. Man sieht, daß im allgemeinen das Kristallisationsvermögen auch mit der Rosenbuschschen Ausscheidungsregel übereinstimmt. Das Kristallisationsvermögen, so groß sein Einfluß ist, wird natürlich nicht der einzige Faktor, und nur zum Teil der maßgebende sein. Die Kristallisationsgeschwindigkeit hängt mit dem Kristallisationsvermögen zusammen, doch ist sie als vektorielle Eigenschaft oft nach verschiedenen Richtungen sehr verschieden, z. B. bei Augit, Plagioklas, während

sie bei Olivin, Magnetit, Leucit weniger Unterschiede nach verschiedenen Richtungen zeigt, deswegen eignet sich diese Eigenschaft weniger zum Vergleich als das Kristallisationsvermögen, obgleich Substanzen von geringer Kristallisationsgeschwindigkeit, wie Orthoklas, Albit, Quarz, allerdings fast kein Kristallisationsvermögen haben. Die Kristallisationsgeschwindigkeit wird durch Zusätze von dünnflüssigen Schmelzmitteln vergrößert, da sie von der Viskosität abhängig ist, daher kann man Kristalle von Orthoklas, Albit, Quarz durch Zusätze von Mineralisatoren (S. 129) erhalten; diese wirken hier durch Verminderung der Viskosität. Diese Mineralien scheiden sich in den Gesteinen wegen ihres geringen Kristallisationsvermögens, und weil sie zum Teil auch nur bei niederer Temperatur existenzfähig sind, zuletzt ab. Orthoklas und Quarz bilden daher oft die Grundmasse, sogenannte Mesostasis für die anderen Bestandteile, da sie am längsten flüssig blieben. Bei Quarz und wohl auch bei Orthoklas ist zu berücksichtigen, daß sie bei hoher Temperatur nicht existenzfähig sind, und daher erst bei niedrigerer (900 bis 950° für Quarz) ausgeschieden werden können, dann ist aber die Viskosität der Schmelze eine derartige, daß Kristallbildung nicht möglich ist und dies ist die Ursache, warum jene Mineralien sich aus trockener Schmelze nicht ausscheiden können, es hängt also die Ausscheidungsfolge auch von der Stabilität des betreffenden Körpers ab.

Unterkühlung. Viele Mineralien haben die Eigenschaft, daß sie, wenn sie abgekühlt werden, unter ihrem Schmelzpunkt noch weiter flüssig verharren; solche Schmelzen sind überkaltete oder unterkühlte. Die Silikate zeigen nun in hohem Grade die Unterkühlung, der Erstarrungspunkt fällt nie mit dem Schmelzpunkt zusammen, sondern kann 100° und sogar noch tiefer unter diesem liegen. Ähnliche Verhältnisse wirken in der Natur; wenn ein Silikatgemenge sich abkühlt, so ist die Unterkühlung sehr hoch, und was im Tiegel stattfindet, findet auch bei Gängen, vielleicht etwas weniger in Strömen statt, wo durch die Bewegung der Einfluß, den wir im Laboratorium durch Rühren hervorbringen, hervortritt. Solche Schmelzen sind übersättigte, und wenn man durch Aussaat von Impfkristallen die Übersättigung aufhebt, so erfolgt Kristallisation, aber wegen der großen Viskosität macht sich die Impfwirkung nur auf kleine Strecken bemerkbar. Als Impfkristalle dienen in der Natur, z. B. bei Strömen und Gängen,

die in einer früheren intratellurischen Periode gebildeten Ausscheidlinge erster Generation; durch die Unterkühlung kann die Reihenfolge verändert werden. Meyerhoffer[1]) hat auch vom theoretischen Gesichtspunkte gezeigt, daß im unterkühlten Zustande, bei labilem Gleichgewichte, die Ausscheidung nicht nach dem eutektischen Schema zu erfolgen braucht, sondern daß von den zwei Komponenten bald die eine, bald die andere sich zuerst ausscheiden kann. Die Unterkühlung tritt aber sowohl bei Gesteinen als auch bei künstlichen Schmelzen stets auf. Sie ist auch, zum Teil wenigstens, die Ursache einer merkwürdigen Erscheinung: Bei Basalten und Melaphyren zeigt sich oft, daß der Augit zuerst und dann der Feldspat sich ausscheidet, bei anderen tritt das Gegenteil auf, wie dies immer bei Ophiten und Diabasen der Fall ist. Es erklärt sich dies nicht nur durch Vorherrschen des einen oder des anderen Bestandteiles, sondern auch durch den verschiedenen Grad der Unterkühlung. Dieser hängt ab, abgesehen von der Viskosität und den Bewegungen in der Schmelzmasse:

1. von der Maximaltemperatur, bis zu welcher die Schmelze erhitzt war, also von der Abkühlungsgeschwindigkeit,
2. von der Häufigkeit der Schmelzungen, also von Temperaturschwankungen während der Abkühlung, oder
3. von der Dauer des Erhitzens.

Sehr große Mengen von Wasser und Mineralisatoren können die Unterkühlung zum Teil aufheben, was wahrscheinlich bei Apliten und ähnlichen Gesteinen der Fall war; hier tritt dann plötzliche und gleichzeitige Erstarrung des eutektischen Gemisches der Gemengteile ein; vielleicht findet ähnliches bei den Bestandteilen der Quarzporphyrgrundmasse statt. Infolge der Unterkühlung wird die Erstarrung einer Silikatschmelze bedeutend unter ihrem Schmelzpunkte eintreten. Schmelz- und Erstarrungspunkte sind also nicht ident. Es sei hier auch bemerkt, daß die Verflüssigungspunkte eines Glases und des Minerals von derselben Zusammensetzung meist nicht übereinstimmen, letzterer ist höher. Brun[2]) will sogar ganz gewaltige Unterschiede finden, jedenfalls stimmen beide Punkte nicht ganz überein.

---

[1]) Zeitschr. f. Kristall. 36, 593 (1902).
[2]) Arch. sc. phys. de Genève 1904.

Über die Abhängigkeit der Kristallisationsgeschwindigkeit von der Unterkühlung bei Mineralien verweise ich auf meine physikalisch-chemische Mineralogie, Kap. X. Daß diese Abhängigkeit sehr groß ist, hat G. Tammann[1]) gezeigt. Im Anfang, bei geringerer Unterkühlung, bilden sich größere Kristalle und kurz vor der Erstarrung ein kleinkörniges Gemenge. Aus der Kristallisationsgeschwindigkeit kann man auch ungefähr die Zeit berechnen, welche nötig ist, um Kristalle von bestimmter Größe zu erhalten. Diese Zeit ist natürlich bei verschiedenen Mineralien verschieden. Wenige Wochen würden meist genügen, um sehr große Kristalle zu erhalten, und bereits in einigen Tagen könnte man, sehr langsame Abkühlung vorausgesetzt, ein mittelkörniges Gestein erhalten[2]).

Einfluß der Schmelzpunkte. Durch lange Zeit galt es als ein Gesetz, daß die Schmelzpunkte die Ausscheidung der Mineralien bestimmen. Erst Bunsen stellte den Satz auf, daß, da die Silikatschmelze eine Lösung sei, die Ausscheidungsfolge von der Löslichkeit und nicht von den Schmelzpunkten abhänge. Seither sind verschiedene Ansichten geäußert worden; die einen nehmen, wie Fouqué und Michel-Lévy, Joly und Cummingham, an, daß die Schmelzpunkte maßgebend sind, während andere, wie Zirkel, Brauns und Meyerhoffer, dies bestreiten. Ich glaube aus meinen Versuchen nicht nur theoretisch ableiten zu können, daß die Schmelzpunkte keinen direkten Einfluß haben, da die Abscheidung im unterkühlten Zustande unter dem Schmelzpunkte vor sich geht; es ist aber nicht zu leugnen, daß schwer schmelzbare Mineralien auch schwer lösliche sind, was sich auch theoretisch erklären läßt, da der Schmelzpunkt der Endpunkt der Löslichkeitskurve ist[3]); schwer lösliche Mineralien sind in den meisten Fällen auch schwer schmelzbare. Dadurch, daß nun die schwer schmelzbaren Mineralien in den leichter schmelzbaren auch schwer löslich sind, treffen sich eben zwei Eigenschaften, schwere Löslichkeit und schwere Schmelzbarkeit, die ja auch theoretisch zusammenhängen; Korund und Olivin sind nicht nur schwer schmelzbar, sondern auch in Feldspaten schwer löslich;

[1]) Kristallisieren und Schmelzen, S. 131.

[2]) C. Doelter, Physik.-chem. Mineralogie, S. 105.

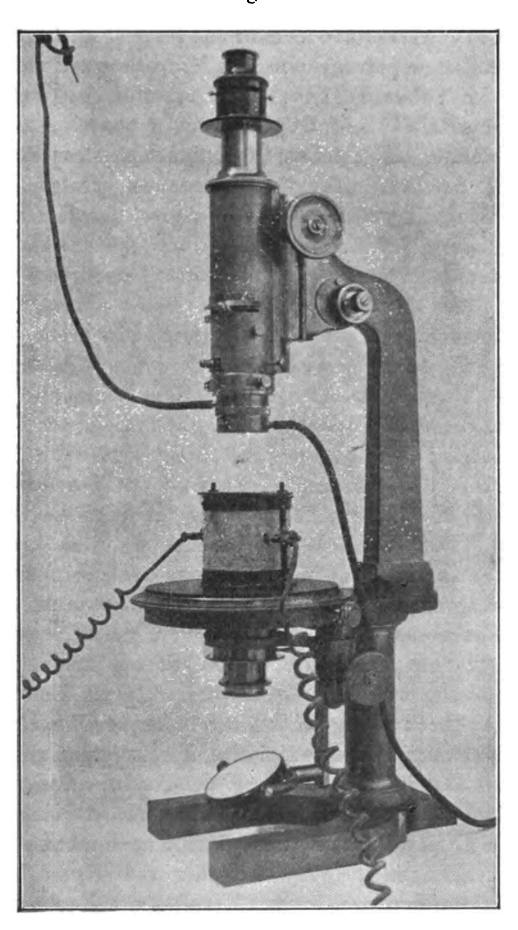
[3]) Bakh. Roozeboom, Heterog. Gleichgewichte 2, 178. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1904.

es gibt aber auch Ausnahmefälle und zum Teil sind auch schwer schmelzbare Mineralien, wie Leucit, leichter löslich. Dagegen glaubt J. Vogt, daß nur die chemische Zusammensetzung der Schmelze, verglichen mit der der eutektischen Mischung, maßgebend sei; er kommt aber dadurch in Widerspruch mit der doch nahezu allgemeinen Regel von Rosenbusch, denn wenn Vogts Ansicht richtig wäre, müßte die Ausscheidungsfolge fortwährend wechseln; er hat eben nur einen der Faktoren, welche von Einfluß sind, berücksichtigt, die übrigen aber, darunter die chemischen Reaktionen, die Unterkühlung, das Kristallisationsvermögen und die Stabilität bei hoher Temperatur übersehen.

Anwendung des Kristallisationsmikroskops (Fig. 5) zur Beobachtung der Ausscheidungsfolge. Zur Entscheidung des Verhaltens der Silikatschmelzen habe ich diese direkt beim Abkühlen unter dem Mikroskop betrachtet. Aus über 40 Beobachtungen an verschiedenen, den natürlichen Gesteinen entsprechenden Mischungen ziehe ich den Schluß, daß die Abscheidung aus unterkühlter Schmelze bei Temperaturen zwischen 1200° bis etwa 950° erfolgt. Ferner ergab sich zumeist die Reihenfolge, wie sie auch durch die Beobachtungen an Gesteinen ableitbar ist, wobei sich die Bestandteile nacheinander ausscheiden. Man könnte einwenden, daß bei solchen Kristallisationsversuchen, wie bei denen, welche Usiglio mit dem Meerwasser anstellte, einzelne Mineralien ausbleiben, das können aber nur die früher genannten sein, deren Kristallisationsvermögen fast oder ganz null ist, ferner ist demgegenüber zu bemerken, daß die Kristallisation der Meeressalze in der Natur sehr große Perioden erfordert, die bei dem Versuch nicht eingehalten werden können, daher bilden sich in der Natur verschiedene Verbindungen, die bei dem Experiment fehlen; die Reihenfolge ist aber bei Silikatversuchen dieselbe wie in der Natur; die Abkühlung eines Eruptivganges erfordert keine längere Periode, ebensowenig wie die einer Lava, bei beiden tritt ebenfalls wie bei den künstlichen Schmelzen Unterkühlung auf, und man erhält daher bei der Abkühlung von Schmelzen dieselben Verbindungen in derselben Reihenfolge wie in der Natur. Nur bei rascher Abkühlung, wie sie bei Schlacken stattfindet, ist dies nicht der Fall; es ergeben sich Unterschiede zwischen den Schlacken und den langsam gekühlten Schmelzen und den Gesteinen. Die Schlacke durchläuft das Temperaturintervall,

in welchem Krystallausscheidung möglich ist, in wenigen Minuten, und auch bei den Abkühlungsversuchen von J. Vogt fand innerhalb 10′ eine Abkühlung von 100° statt. Bei meinen Versuchen

Fig. 5.



wurde jedoch die Temperatur durch 10′ bis 20′ konstant erhalten und dann um 10° abgekühlt und wieder 10′ bis 20′ konstant erhalten, so daß ich eine Abkühlung von 100° in einer Stunde

erhalte. Bei anderen Versuchen brauchte ich zu einer Abkühlung von 150° sechs bis sieben Stunden. Bei Schlacken tritt also der viskose Zustand nicht während langer Zeit ein. Auch ist bei Schlacken die Kristallisationsgeschwindigkeit der einzelnen Verbindungen oft wenig verschieden.

Das Kristallisationsmikroskop (Fig. 5) besteht aus einem gewöhnlichen petrographischen Mikroskop mit unterem Nikol und einem im Tubus befindlichen Polarisator, bei welchem aber zwischen Objekttisch und Objektiv ein größerer Abstand liegt, um einen kleinen elektrischen Ofen einschieben zu können. Die Bestimmung der ausgeschiedenen Kristalle erfolgt durch ihre Form und Brechungsverhältnisse, eventuell durch Fixierung der einzelnen Stadien durch Photographie und spätere Untersuchung. Die Interferenzfarben sind bei sehr hoher Temperatur nicht mehr sichtbar [1]). Als Objektträger dienen kleine Quarzglasschälchen aus geschmolzenem Bergkristall, die vermittelst eines Trägers aus Platindraht an jedem beliebigen Punkte des Ofens anzubringen sind. Ein Thermoelement gestattet die Temperaturmessung. Durch einen Schiebewiderstand kann die Temperatur durch lange Zeit konstant erhalten werden und überhaupt sehr langsam ermäßigt werden. Man kann den Versuch durch mehrere Stunden fortsetzen und die langsame Erstarrung der Schmelze fortwährend beobachten. Die Temperatur, welche in dem kleinen, von W. C. Heraeus in Hanau konstruierten Ofen herrscht, kann bis 1400° gesteigert werden. Auch die Schmelzpunkte der vorhandenen Mineralien konnten gemessen werden, ebenso die Kristallisationsgeschwindigkeiten. Unter dem Mikroskop zeigt sich auch, daß nicht, wie die Theorie bei stabilem Gleichgewicht es verlangt, die Abscheidung einer Mineralart plötzlich vor sich geht, sondern daß zumeist die Abscheidung langsam vor sich geht, und daß eine allmähliche Vergrößerung der Ausscheidung stattfindet. Es kann auch abwechselndes Abscheiden zweier Mineralien, oder seltener gleichzeitiges stattfinden. Meine noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen zeigen, daß die von Rosenbusch festgestellte Reihenfolge, welche das Resultat der Beobachtungen an Gesteinen ist, sowohl durch Hunderte von synthetischen Versuchen als auch durch die Beobachtungen unter dem Kristallisations-

[1]) Da das Objekt zu stark selbstleuchtend ist.

mikroskop bestätigt wird. Ausnahmen von dieser Regel kommen vor und sind auch erklärbar. Die Faktoren, welche die Ausscheidungsfolge bedingen, sind also folgende:

1. die chemische Zusammensetzung der Schmelze im Verhältnis zur eutektischen Mischung,
2. die Unterkühlung,
3. das Kristallisationsvermögen,
4. die im Magma entstehenden chemischen Reaktionen,
5. die Stabilitätsgrenzen der Mineralien bei hohen Temperaturen.

Man hat auch noch andere Momente in Berücksichtigung gezogen, z. B. das Molekularvolumen und den Umstand, daß eine Anzahl von Verbindungen bei der Kristallisation Kontraktion zeigt, während andere das Gegenteil zeigen; doch dürfte das Molekularvolumen weniger von Belang sein. Daß das spezifische Gewicht der zuerst gebildeten Mineralien höher ist als das der zuletzt gebildeten, erklärt sich aus der früher erwähnten Reihenfolge, doch dürfte es nicht selbst die Ursache der Ausscheidungsfolge sein; auch ist die Reihenfolge nicht genau dieselbe wie die der spezifischen Gewichte, wenngleich nicht zu leugnen ist, daß Parallelismus der Ausscheidungsfolge mit den abnehmenden spezifischen Gewichten und allerdings auch mit abnehmendem Kristallisationsvermögen zu beobachten ist.

Die Bildung des Quarzes. Einige Schwierigkeiten verursacht uns die Erklärung der Quarzbildung. Aus Schmelzen kann sich ohne Zusatz von Mineralisatoren Quarz nicht abscheiden, und ist dies durch zahlreiche negative Versuche als nachgewiesen zu betrachten. Nach Versuchen von Hautefeuille und von mir scheidet sich der Quarz nur unter etwa 900° ab; Versuche mit Wasser sind bisher bei so hohen Temperaturen nicht möglich gewesen, bei niederen Temperaturen wird sich Quarz auch aus wässerigen Lösungen ausscheiden. Wenn ein Magma erstarrt, so wird sich der Quarz erst zuletzt ausscheiden, wenn sich das Magma genügend abgekühlt hat; erst bei niederer Temperatur ist er existenzfähig, in trockenen Schmelzen ist aber alsdann die Viskosität so groß, daß er nicht kristallisieren kann

und nur durch Zusatz von Kristallisatoren [1]) wird dies ermöglicht; in der Natur übernimmt zum Teil das Wasser diese Rolle, daher wird sich der Quarz nur in wasserhaltigen Schmelzen bilden, und auch hier zuletzt, wenn die Temperatur eine geringe geworden ist.

Von großer Wichtigkeit für die Ausscheidung des Quarzes sind die Beobachtungen von Lacroix an der Montagne Pelée auf Martinique. Die sogenannte „Aiguille" besteht zum Teil aus quarzführendem Andesit, und zwar ist der Quarz hier nicht durchweg, wie in manchen Dioriten, ein intratellurischer Bestandteil, in dem eigentlichen Vulkanherde unter hohem Druck ausgebildet, sondern er findet sich auch in der Grundmasse des Andesits. Nun hat sich aber hier quarzführendes Gestein nur dort gebildet, wo das Magma unter einer anderen Magmaschicht, unter einem allerdings nur sehr mäßigen Druck erstarrte; jene quarzfrei und glasig erstarrte Magmaschicht, welche den Quarzandesit bedeckt, hat aber jedenfalls das Wasser und die Mineralisatoren zurückgehalten und die Quarzbildung ermöglicht. Die ursprüngliche Temperatur des Gesteins wäre nach Lacroix [2]) schon wegen der intratellurischen Feldspateinsprenglinge keine sehr hohe gewesen, sie hat vielleicht nur 1000 bis 1100° betragen, da aber der Quarz sich zuletzt ausscheidet, so wird seine Ausscheidungstemperatur wahrscheinlich nicht über 900 bis 950° gewesen sein [3]).

Man hat auch Bildung von Quarzporphyren durch sekundäre Umwandlung des Gesteinsglases angenommen, da natürliches Gesteinsglas ebenso wie künstliches Glas

[1]) Nach Morozewicz soll allerdings aus einer dem Rhyolith entsprechenden Schmelze bei Zusatz von nur 1 Proz. Wolframsäure ein der mineralogischen Zusammensetzung dieses Gesteins entsprechendes quarzhaltiges Produkt entstehen. Aus der Beschreibung dieses Gesteins und den Abbildungen kann ich zu dieser Ansicht nicht gelangen, dies um so weniger, als mehrere Versuche, die ich sogar mit etwas größeren (5 Proz.) Mengen von Wolframsäure ausführte, keinen Quarz ergaben, erst bei Zugabe von erheblich größeren Mengen von molybdänsauren und wolframsauren Salzen bildete sich Quarz, wenn die Viskosität durch diesen Zusatz bedeutend abgenommen hat.

[2]) La Montagne Pelée, p. 51. Paris 1905.

[3]) Auch die Beobachtungen von R. Oberdorfer (Jahresb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg 1905) an umgeschmolzenen Quarzen aus Einschlüssen in Bomben und Tuffen des Ries zeigen, daß Quarz aus trockenen Schmelzen nicht entsteht.

allmählich kristallin werden kann, wie es z. B. bei Obsidian vom Vulcanokrater beobachtet wird. Lossen[1]) macht auf die Ähnlichkeit sphärolithischer Porphyre mit Obsidianlaven, welch erstere sekundär kryptokristallin wurden, aufmerksam. Vogelsang[2]) war der Ansicht, daß die Grundmasse der Porphyre durch molekulare sekundäre Entglasung entstehen kann. Zirkel[3]) bespricht die Möglichkeit einer sekundären Bildung der Felsitgrundmasse aus Glas. Doch dürfte eine Verallgemeinerung nicht am Platze sein. Auch muß man nicht unbedingt die Grundmasse der Quarzporphyre, welche doch mit dem Granitaplit genetisch verwandt ist, als eine sekundäre betrachten, wie dies Allport, Bonney und Vogelsang glauben, während andererseits Teall und Vogt sie richtiger mit den Pegmatiten vergleichen und sie als eutektische Mischung darstellen. Jedenfalls geht aus der eigentümlichen Struktur letzterer eine gleichzeitige Entstehung von Quarz und Orthoklas hervor, die aus trockenem Schmelzfluß nicht denkbar ist, sie kann nur unter Mitwirkung von sehr viel Wasser und von Kristallisatoren stattgefunden haben (vgl. S. 42). Zu den merkwürdigen Strukturen gehört auch der sogenannte Myrmekit, eine eigentümliche Verwachsung von Quarz und Plagioklas, die an die Eutektstruktur erinnert; manche, wie Sederholm[4]) und Futterer, halten ihn für sekundär; eher dürfte er durch magmatische Korrosion (wenigstens in manchen Fällen) entstanden sein. Es gibt aber auch ganze Gänge von Myrmekit, z. B. am Monzoni, hier dürfte er primär sein. Petraschek[5]) hält den Myrmekit von Brixen auch für magmatische Bildung. Ich glaube, daß teilweise eine ähnliche Bildung wie bei Aplit vorliegt, eine gleichzeitige, aber wohl langsamere Entstehung aus wässerigem Magma, also eine Art Eutektikum.

Einfluß des Druckes auf die Ausscheidung. Dem Drucke wurde noch vor kürzerer Zeit ein großer Einfluß[6]), z. B. auf die Ausscheidungsfolge, zugeschrieben, in dieser Hinsicht zeigt aber der Vergleich von Effusivgesteinen mit Tiefengesteinen,

---

[1]) Zeitschr. d. geol. Gesellsch. **19**, 14 (1867).
[2]) Philosophie d. Geologie, S. 153 (1867).
[3]) Petrographie **1**, 581.
[4]) Bull. comiss. géol. Finlande, Nr. 6, S. 103.
[5]) Jahrb. d. geol. Reichs-Anstalt Wien **54**, 76 (1904).
[6]) Reyer, Theoret. Geolog., S. 223 (1888).

daß der Einfluß kein großer ist. Allerdings könnte die eutektische Mischung unter Druck sich etwas ändern[1]), aber diese ist ja nicht allein maßgebend und ist auch der Druck, unter dem sich Tiefengesteine bilden, kein so hoher, daß wir etwa sehr große Unterschiede in dem Kristallisationsvermögen anzunehmen hätten. Die Gegenwart von Quarzkristallen im Quarzporphyr deutet jedenfalls auf ungestörte Bildung bei höherem Druck, bei Gegenwart von viel Wasser und Mineralisatoren; der Druck dürfte vielleicht die Temperatur für die Existenzgrenze des Quarzes verschieben. Auch auf den Wassergehalt der Mineralien dürfte der Druck von Einfluß sein; unter großem Druck könnten, falls die Temperatur nicht allzu hoch ist, Mineralien mit Hydroxyl entstehen, was z. B. Keyes für Epidot aus Granit von Maryland annimmt, und auch durch meine Versuche bestätigt wird. Was die Hornblende anbelangt, so wird vielfach die Notwendigkeit von Wasser und höherem Druck angenommen, keinenfalls ist ihre Bildung ohne Mitwirkung von Mineralisatoren möglich, ebensowenig wie bei Glimmer, denn dort, wo man in Hochöfen Glimmerbildung ohne Fluoride beobachten wollte, dürfte entweder im Ton der Gefäße oder in den Zuschlägen Fluor vorhanden gewesen sein. Bezüglich der Hornblende hat Becke[2]) den Einfluß des Druckes auf ihre Bildung studiert und scheint jedenfalls wenigstens eine geringe Druckzunahme ihre Entstehung zu fördern. Auch die Zeolithbildung im vulkanischen Gestein war schon von Bunsen als möglich angesehen. Pirsson hat für einen Monchiquit Analcim als Primärgemengteil aufgestellt; auch Pelikan[3]) verweist auf eine mögliche ursprüngliche Ausscheidung. Doch ist zu beachten, daß über 400 bis 500° Analcim nicht mehr existenzfähig, und bei einer solchen Temperatur dürfte kein Magma mehr flüssig sein[4]).

Bildung vulkanischer Tuffe.

Vulkanische Tuffe entstehen im allgemeinen aus den Trümmern vulkanischer Gesteine, aus Auswürflingen, wobei das Wasser bei

[1]) Roozeboom, l. c. 2, 429.
[2]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 16, 330 (1897).
[3]) Sitzungsber. d. Wien. Akad. 111, 341 (1901).
[4]) C. Doelter, Physik.-chem. Mineralogie, S. 222.

dem Zusammenschwemmen der Auswurfsmassen in Schichten einwirken kann. Sowohl in älteren Perioden, als auch in der Neuzeit finden sich solche Tuffbildungen. Tiefengesteine können keine Tuffe bilden, wohl können aber submarine Eruptionen Veranlassung zur Tuffbildung geben. An den Grenzen der Tiefengesteinmassive gegen andere Gesteine beobachtet man aber häufig Kontaktbreccien (sogenannte Reibungsbreccien), das Vorkommen von losen Auswürflingen wird jedoch nicht eintreten. Die losen Auswürflinge der Effusivgesteine sind Aschen, Sande, Lapilli und Bomben.

Vulkanische Asche ist feines Detritusmaterial des Magmas und wird in großen Massen von den Vulkanen ausgeworfen. Es liegt die Frage vor, wie diese entsteht; sie ist nicht, wie manche Tuffe, aus fertiger oder zäher Lava, sondern im Krater selbst aus noch vollkommen flüssigem Magma entstanden; denn zwischen der Asche und der Lava der Ströme findet man mineralogische Unterschiede, indem erstere ungeheuer viel Glaseinschlüsse, fremde Individuen, Mikrolithe, Gasporen enthalten. Offenbar haben bei Entstehung der Asche die Gase großen Einfluß gehabt; stürmische Kristallisation, veranlaßt durch Explosionen in der Tiefe des Kraters, welche die dünnflüssige Lava zerstäubte, ist charakteristisch für die Asche. Von den in ihr gebildeten Kristallen ist ein Teil schon früher entstanden, andere kleinere sind während des Fluges durch die Atmosphäre gebildet worden.

Sehr merkwürdig ist der Reichtum vieler Aschen an deutlich ausgebildeten, nicht korrodierten Kristallen, z. B. von Augit, Feldspaten, Leucit usw., man findet andererseits wieder Stellen, wo die Auswürflinge fast nur aus Kristallen bestehen (Kristalltuffe); bekannt sind die massenhaften Auswürflinge von Augit der Monti Rossi am Ätna. Auf der Insel S. Antaõ fand ich am Campo grande massenhafte lose Kristalle von Titanit von bedeutender Größe, oft recht gut ausgebildet. Wie haben sich nun solche Kristalltuffe gebildet? Offenbar sind sie aus bedeutender Tiefe herausgeschleudert worden, und sind die betreffenden Kristalle solche erster Generation und intratellurisch gebildet. Es mag ein Magma gewesen sein, welches fast ganz holokristallin erstarrt war und nur wenig flüssige Schmelze dazwischen zeigte. Einzelne Basalte und namentlich Augitporphyre zeigen ja massenhafte Augitkristalle. Wenn nun plötzlich Druckentlastung und

Emporschleudern stattfand, so wurde die zwischen den Kristallen liegende flüssige Masse zerstäubt, die festen Kristalle herausgeschleudert. Die hier und da vorhandenen Glashäutchen zeigen, daß etwas von der noch flüssigen Schmelze an den Kristallen adhärierte. War dagegen mehr Magma noch zwischen den fertig ausgebildeten Kristallen vorhanden, so entstanden Tuffe, die an solchen sehr reich sind. In manchen Fällen, z. B. in dem der Monti Rossi, lag vielleicht eine differenzierte Masse vor.

Die Cinérites der Franzosen oder Aschentuffe, welche namentlich in Zentralfrankreich studiert wurden, sind die erhärteten Massen der Aschenregen. Solche finden sich natürlich auch in älteren Formationen, diese haben aber nicht die lockere Beschaffenheit derjenigen der noch heute tätigen Vulkane, da sie durch sekundäre Sedimentation und Zementierung und auch durch den Druck überlastender Schichten große Festigkeit erworben haben, wie dies z. B. bei den Porphyrtuffen, im Gegensatz zu den Trachyttuffen, auch bei Diabastuffen der Fall ist. Bei der Bildung mancher Eruptivtuffe hat auch das Wasser entweder während der Eruption, oder nachher eine Einwirkung gehabt, erstere betrifft die sogenannten Schlammströme, welche übrigens auch Salzsäure, Schwefelsäure und deren Salze enthalten; auch submarine Eruptionen werden zu Tuffen Veranlassung geben, wobei sie sich mit Sedimenten vermischen. Schlammströme können auch Anlaß zur Bildung von vulkanischen Konglomeraten geben, wie Lacroix[1]) es auf der Insel Martinique bei den Eruptionen des Pelé beobachtete; außerdem bildeten sich durch denselben Vulkan auch reine Auswurfskonglomerate, die Glutwellen gaben Anlaß zur Bildung solcher Massen, in denen riesige Blöcke mit Lapillis und Aschen gemengt waren. Durch Explosionseruptionen entstehen auch Tuffe, wie dies Lacroix auf der Insel Martinique beobachtete. Auch an den Maaren der Eifel kommen solche durch Entwickelung von Gasen während der Kristallisation gebildete Tuffe vor, kompaktes Gestein kann dann erst später gangartig auftreten, wie bei den Vulkanen der schwäbischen Alp. Zu den trichterförmig gebildeten Explosionstuffen, die wie die Maare aus Explosionskratern entstehen, dürfte auch der „blaue Grund", in welchem sich bei Kimberley die Diamanten finden, gehören.

[1]) La Montagne Pelée, p. 455.

Vulkanische Bomben. — Außer Aschen, Lapilli, Kristallen, größeren unförmigen Blöcken (solche wurden wiederum auf Martinique beobachtet), wirft der Vulkan regelmäßig geformte kleinere oder größere Bomben aus, deren Gewicht über 20 kg betragen kann, während andere kaum die Größe einer kleinen Birne erreichen, oft sogar noch kleiner sind; die seltenen, rundlichen, häufiger keulen- und birnförmigen vulkanischen Bomben, die oft in einen Stiel enden, sind ihrer Zusammensetzung nach mit dem Material der Lava übereinstimmend, sie zeigen im Innern größere Blasen, manche Obsidianbomben sind hohl. Ein großer Teil scheint doch als Umhüllung aufgetriebener, großer Glasblasen entstanden zu sein, die Form erhielten sie durch die rotierende Bewegung, wobei manche aus schon halb erhärtetem Magma entstehen. Sehr merkwürdig sind die im Innern kompakten „Brotkrustenbomben“, bei welchen die aus dem Innern entweichenden Gase bersten wie bei einem schlecht gebackenen Brot. Sonderbar sind auch die Olivinbomben, die oft meist rundliche, oder auch elliptische Konturen zeigen und aus einem körnigen Aggregat von Olivin, Bronzit usw. bestehen; beide Mineralien haben nach meinen Versuchen die Eigenschaft, bei raschester Abkühlung kristallinisch-körnig zu erstarren, sie sind also offenbar noch im halbweichen Zustande ausgeworfen worden und lassen sich solche Olivinaggregate auch künstlich darstellen.

Unter den Tuffen ist der wasserhaltige Palagonit [1]) durch Reichtum an Zeolithen bemerkbar. Bunsen glaubte, daß er durch Reaktion von augitischem Gestein auf Kalk entstehe, was er auch experimentell bestätigen konnte, indessen spricht die Größe und Ausdehnung der Palagonitmassen nicht für eine solche Kontaktreaktion. Rosenbusch hält den Wassergehalt für sekundär, die eigentliche Muttersubstanz des Palagonits ist der Sideromelan, ein eisenreiches Basaltglas, das vielfach umgewandelt ist, und die eckigen Bruchstücke dieses sind ausgeworfene Lapilli, die durch eine sehr zersetzte Masse zementiert sind. Lemberg [2]) wies nach, daß basische Gläser sehr leicht durch Wasser hydratisiert werden können, es könnte aber auch der Wassergehalt des Palagonits ein primärer sein, und die in den Hohlräumen des-

[1]) Vgl. Penck, Zeitschr. d. geol. Ges. **31**, 504 (1879).
[2]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1883, S. 559.

selben auftretenden Zeolithe werden sich wohl unmittelbar nach seiner Erstarrung abgesetzt haben.

Unter den älteren Tuffgesteinen ist auch der Schalstein bemerkenswert, namentlich durch seine vielen akzessorischen Bestandteile, unter denen viele Karbonate, Calcit, Dolomit, Eisenspat bemerkenswert sind. Man nimmt hier zumeist an, daß es eine schlammartige Lava war, welche Anlaß zur Entstehung des Schalsteines gegeben hat, wobei aber entschieden Kalk und Tonschieferschlamm mitgewirkt haben müssen. Ein Teil der Karbonate dürfte allerdings auch durch Zersetzung entstanden sein. Durch Gebirgsdruck können Diabastufflager, welche Sedimentschichten eingeschaltet sind, zu Amphibolschiefern umgewandelt werden, ebenso werden Porphyrtuffe zu Porphyroiden (vgl. Kap. XII).

Elftes Kapitel.

Die Kontaktmetamorphose.

Wo ein Eruptivgestein an Sedimentschichten angrenzt, beobachtet man gewöhnlich eine Veränderung dieser, welche durch das Auftreten von Neubildungen von Kontaktmineralien gekennzeichnet ist und ferner dadurch, daß das ursprüngliche Sediment, Kalkstein, Mergel, Sandstein, Tonschiefer einen kristallinen Charakter angenommen hat, und in Marmor bzw. in Quarzit, glimmerreichen Schiefer umgewandelt ist. Diese oft recht verschiedenartigen Veränderungen werden durch das heiße Magma direkt oder indirekt bewirkt. Ähnliche Wirkungen haben wir bei Einschlüssen bereits betrachtet. Es können aber nicht nur Sedimente von der Kontaktmetamorphose betroffen werden, sondern auch ältere durch das betreffende Eruptivgestein durchbrochene Eruptivgesteine selbst. Hierbei wirken die heißen Magmen auf zweierlei Art auf ihr Nebengestein; durch den unmittelbaren Kontakt sind entweder Einwirkungen der Hitze zu konstatieren, oder es treten Lösungswirkungen ein, solche Veränderungen hat

man auch als kaustische bezeichnet, sie äußern sich in der Verglasung, Frittung, Brennung, aber auch in chemischen Veränderungen in unmittelbarer Nähe des Magmas und in Bildung von pyrogenen Kontaktmineralien. Eine zweite Art von Einwirkung beruht auf einer Veränderung, welche oft nur eine Umkristallisierung ist, sie wird durch die Gase, welche die Eruption begleiten, sowie nach derselben durch die heißen Wasserdämpfe verursacht. Allerdings gibt es auch Fälle, in welchen es unklar ist, welche Art der Einwirkung stattgefunden hat, wie es auch in unmittelbarer Nähe des Magmas Stellen geben kann, in denen beide Arten der Einwirkung sich einstellten.

Dadurch, daß in sehr vielen Fällen die chemisch ganz verschiedenen Granite, Diorite, Eläolithsyenite, Diabase, Gabbros, Peridotite dieselbe Umwandlung von Schiefern oder Mergeln und Kalksteinen bewirken, ist nachgewiesen, daß im allgemeinen das Magma (mit Ausnahme der unmittelbaren Nahewirkung) keinen chemischen Einfluß hat, sondern hauptsächlich durch erhöhte Temperatur, Wasser und Kristallisatoren wirkt, doch gibt es auch hierin manche Ausnahmen, denn in manchen Fällen, namentlich bei der Zinnerz-, Turmalin-, Topas- und Skapolithbildung hat Pneumatolyse stattgefunden, also chemische Einwirkung von Gasen. Andererseits kann auch, aber nur in unmittelbarster Nähe des Eruptivgesteins, direkte magmatische Wirkung eingetreten sein. Nach Weinschenk[1]) ist die Wirkung, welche ein Eruptivgestein auf seine Umgebung ausübt, hervorgebracht und abhängig: 1. von der Hitze, welche das Gestein abgibt; 2. von den Mineralisatoren; 3. von dem Druck; 4. von der Zeit, die zwischen dem Eindringen und dem Erkalten des Schmelzflusses verstreicht; er macht auf den geringeren Gehalt der basischen Gesteine an Mineralisatoren gegenüber den sauren Magmen aufmerksam. Wir wissen ja auch, daß basische Silikatschmelzen ohne Mineralisatoren ebenfalls leicht kristallisieren, während dies bei sauren nicht der Fall ist; Magmen mit viel Mineralisatoren und Wasser werden weiterreichende Umwandlungen hervorrufen können als andere. Bei der Kontaktmetamorphose spielt aber auch die Be-

[1]) Weinschenk hält die Temperatur eines granitischen Magmas für eine sehr hohe, was aber nicht immer richtig sein dürfte, außer in großer Tiefe. Zeitschr. d. geol. Ges. 54, 445 (1902).

schaffenheit des umzuwandelnden Nebengesteins eine Rolle, das Korn, die poröse Beschaffenheit, die Schichtung usw. sind von Einfluß, im allgemeinen also lauter Umstände, welche die Durchlässigkeit der Schichten betreffen. Bei der Durchlässigkeit spielt auch der Druck eine Rolle, wie aus Versuchen und Betrachtungen von Spring[1]) hervorgeht.

Kaustische Wirkungen.

Durch Ergußgesteine, Basalte und Trachyte werden oft Sandsteine verglast; es bilden sich prismatische Absonderungen. In manchen Fällen kommen auch Neubildungen von Cordierit, Spinell, Augit, selten Tridymit und Glas (welches zum Teil Entglasung zeigt) zum Vorschein. Ähnliches zeigt sich bei Quarziten, in welchen sich an der Randzone zumeist Augit bildet, dessen Bestandteile aber aus dem Eruptivgesteine stammen. Bei Schiefertonen bildet sich der sogenannte Basaltjaspis. Bei Kalksteinen sahen wir schon früher, daß Marmor sich bildet, sowie Dolomit. Die Fälle, wo durch Basalte Kontaktmineralien sich bildeten, sind selten, wenn wir nur die rein kaustischen Wirkungen in Betracht ziehen; manchmal kann auch Eisenspat durch Kontakt mit Basalt in Magnetit umgewandelt werden. Das Bitumen von Schiefertonen wird durch Diabas ausgetrieben und in den weiteren Partien des Schiefers aufgenommen; Kohle kann der Verkokung anheimfallen.

Vielfach ist auch durch Kontakt einer Eruptivmasse durch Basalt, Diabas, Trachyt bei Mergeln, Kalken, Sandsteinen prismatische Absonderung hervorgebracht worden. Einschlüsse von Granit und Syenit erleiden Veränderungen in Basalt und Trachyt, die wir zum Teil früher betrachtet haben, hier zeigen sich wieder Frittung und Einschmelzung, dann Neubildung einzelner Mineralien (siehe Kap. VII), namentlich Tridymit, Spinell, endlich Regenerierung mancher Bestandteile, wie der Feldspate, Augite. Es ist hier nicht unsere Aufgabe, eine Beschreibung dieser Einwirkungen zu geben, es sei hier auf die Petrographie von Zirkel und das erwähnte

---

[1]) Über Durchlässigkeit der Schichten siehe W. Spring: Quelques expériences sur la perméabilité de l'argile [Ann. de la soc. géol. de Belgique **28**, 117—127 (1901)].

Werk von Lacroix verwiesen. Wir wollen aber den Gang der Veränderung in den wichtigsten Fällen verfolgen.

Umwandlung von Kalksteinen. — Diese hängt von der chemischen Zusammensetzung des umwandelnden Magmas wenig ab, doch ist die durch Tiefengesteine bewirkte Veränderung größer als die der Ergußgesteine, und ist namentlich bei ersteren der Kontakthof größer, was sich durch die größere Masse erklärt, welche Tiefenmassive zumeist einnehmen, gegenüber der geringeren Mächtigkeit der basischen Effusivgesteine.

Eine der einfachsten Umwandlungen, welche ein Magma hervorbringt, ist die des Kalksteins in Marmor, also eine einfache Umkristallisierung, wie wir ihr an vielen Orten begegnen. War der ursprüngliche Kalkstein sehr rein, so wird meistens nur an der unmittelbaren Kontaktgrenze eine mehr kaustische Einwirkung zu beobachten sein, sonst aber keine Neubildung von Mineralien, der Marmor ist rein und frei von Beimengungen. Auch an Einschlüssen wird oft die Umwandlung in Marmor beobachtet, was sich durch die einfache Umschmelzung erklären läßt; in solchen Einschlüssen bilden sich auch Kontaktmineralien: Augit, Wollastonit, Granat, seltener Anorthit, Skapolith, Sphen. Lacroix[1]) bemerkt, daß die Umwandlung von Kalksteineinschlüssen sehr gleichmäßig bei allen Vorkommnissen ist. Abgesehen von kaustischen Wirkungen, ist die Neubildung von Mineralien von großer Wichtigkeit. Dabei sind zweierlei Bildungen zu unterscheiden, die allerdings praktisch oft schwer auseinander zu halten sind, erstens haben wir die in unmittelbarer Nähe des Eruptivgesteins, oft sogar als Saalbänder auftretenden Kontaktbildungen, wobei sich, wie beispielsweise bei Predazzo und am Monzoni, Spinell, Magnetit, Pyroxen, Olivin, Anorthit, Skapolith auch Granat, teilweise vielleicht auch Idokras bilden. Hier ist also auch ein Einfluß des Magmas eingetreten, was sich z. B. dadurch zeigt, daß sich, wie am Canzoccoli bei Predazzo, ein Glaseinschluß im Kontakt vorfand (nach Becke). Eine zweite und viel häufigere Art von Umwandlung ist jene, bei welcher eine chemische Einwirkung des Magmas nicht eintritt, wie dies bei den „Silikathornfelsen“ der Fall ist und welche durch Bildung von Granat, Wollastonit, Epidot, Hornblende, Couseranit gekennzeichnet sind, wobei der

[1]) l. c. S. 592.

Calcit das zuletzt gebildete Mineral ist. Hier haben das Wasser und die Kristallisatoren bei erhöhter Temperatur und unter Druck eingewirkt und das Magma hat nur durch diese Faktoren eingewirkt, eine merkliche chemische Veränderung durch das Magma hat nicht stattgefunden, die Silikate, welche sich bildeten, waren in den mergeligen Kalksteinen schon von Anfang vorhanden. Kehren wir nun zu dem ersten Fall zurück, der direkten Einwirkung des Magmas, wie er in Saalbändern und bei eingeschlossenen Schollen vorkommt, und betrachten wir das

Verhalten des Kalksteins bei erhöhter Temperatur und hohem Druck. — Wenn Calciumkarbonat, wie dies zuerst von Hall ausgeführt wurde, in einem verschlossenen Flintenlauf, also unter Druck erhitzt wird, so kann es schmelzen. Doch erhielten verschiedene Experimentatoren, wie v. Richthofen, G. Rose, Becker[1]), nicht dasselbe Resultat, insbesondere letzterer erhielt aus feinem Pulver größere Kalkspatkörner, wobei jenes nicht geschmolzen war. Es hängt dies jedoch vom Dampfdruck der Kohlensäure ab. Wenn Marmor unter einem Druck steht, der höher ist als der Dampfdruck der Kohlensäure für die betreffende Temperatur, so wird die Dissoziation verhindert und das Calciumkarbonat kann schmelzen, was Le Chatelier[2]) experimentell nachgewiesen hat, bei 1000° tritt unter einem Druck von 1000 kg pro Quadratzentimeter Schmelzung ein. Demnach kann sich in der Tiefe auch Marmor auf pyrogenem Wege bilden, es wird dies aber nur ganz ausnahmsweise der Fall sein, da bei hoher Temperatur das Magma auf Kalkstein lösend einwirkt, und dann die Affinität des Kalkes zur Kieselsäure größer ist als zur Kohlensäure.

Versuche zur Erzeugung von Kontaktmineralien. Nachdem schon Bourgeois beim Zusammenschmelzen von Kalkstein mit Glas Neubildungen erhalten hatte, führte ich[3]) Versuche mit Basalt-, Andesit-, Phonolith-, Gabbro-, Monzonitschmelzen aus, in welchen Bruchstücke von Marmor eingetaucht waren: an der Grenze beider, zumal im Silikat, bildeten sich Magnetit, Spinell, Titanaugit, Anorthit, Olivin, Skapolith. Bei anderen Ver-

---

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 7, 136 (1886).
[2]) Compt. rend. 115, 817 (1892).
[3]) N. J. f. Mineral. usw. 1, 128 (1886).

suchen in einer Kohlensäureatmosphäre wurde ein ähnliches Resultat erreicht, während bei Hinzufügung von Chlorcalcium und Chlormagnesium Spinell und Periklas entstanden; von besonderem Interesse ist gerade die Bildung des Periklases. Lenečeck[1]) hat später die nicht unbegründete Vermutung ausgesprochen, daß der Brucit des Predazzitmarmors sich aus Periklas gebildet habe und hätte man also bei der Bildung des Marmors von Predazzo anzunehmen, daß der ursprüngliche dichte Kalkstein durch Wasser und Chloride (Calcium- und Magnesiumchlorid) in Gegenwart von Kohlensäure zu Periklasmarmor, wie bei meinen Versuchen, umgewandelt worden war, welcher sich später durch gewöhnliche hydatogene Umwandlung bei normaler oder wenig erhöhter Temperatur und Druck in Brucitmarmor veränderte. Es würde aber die Frage auftreten, wie sich in diesen und anderen Fällen die Chloride und Fluoride verhalten. Eine Zersetzung bei hoher Temperatur tritt nicht ein, da die im Überschusse befindliche Kohlensäure wieder Calcit bei Abkühlung bildet, und haben dann Chlor und Fluor keine endgültige Einwirkung auf Marmor. Andere Forscher, wie Lemberg, glaubten eine Bildung aus wässerigen Lösungen für dieselben Vorkommen in Anspruch nehmen zu können, und ich war selbst früher[2]) der Meinung, daß Wollastonit, Epidot, Idokras, Glimmer auf diese Weise entstehen, doch ist, wie auch die Synthese beweist, die Bildung aus Schmelzfluß unter Zuhilfenahme von Mineralisatoren möglich und für jene Fälle viel wahrscheinlicher. Auf ähnliche Weise wie die Kontaktmineralien, sind die aus den Auswürflingen des Monte Somma stammenden bekannten Mineralvorkommen zu stande gekommen.

Am Monte Somma (Vesuv) findet man mehr oder weniger grobkörnige, oft konglomeratartige Marmorblöcke, die hauptsächlich Augit, Glimmer, auch Olivin enthalten, und in ihren Drusen zahlreiche Kristallausscheidungen aufweisen. Die Kalkblöcke zeigen nach den Drusen zu eine gesetzmäßige zonare Anordnung ihrer Gemengteile; in den Drusenräumen treten viele Mineralien auf, häufig Sanidin, welcher oft auch in Aggregaten

---

[1]) Min.-petr. Mitt. 12 (1891); auch B. Lindemann bestätigt das Vorkommen von Periklas; N. J. f. Min. 1, 197 (1904).

[2]) N. J. f. Min. 1, 125 (1886).

vorkommt. Lacroix unterscheidet daher außer Marmorauswürflingen noch solche, in denen kein Marmor vorkommt, zum Teil gemischte Blöcke, zum Teil Sanidinite. Die anderen wichtigeren Mineralien der Marmorblöcke sind: Nephelin, Humit, Klinohumit, Melilith, Sarkolith, Davyn, Mikrosommit, Sodalith, Hauyn, Leucit, Sphen, Apatit, Meionit, Spinell, Hornblende, Augit, Biotit, Granat, Periklas, Graphit, Erze. Studien über diese weltberühmten Auswürflinge verdanken wir in genetischer Hinsicht Mierisch[1]), Johnston-Lavis[2]), Lacroix[3]); letzterer hat auch die ähnlichen Vorkommen des Lazio, Braccianer Sees, von Procida und Santorin in den Bereich seiner Untersuchungen einbezogen. Von Wichtigkeit war das Auffinden von Glaseinschlüssen und von Flüssigkeitseinschlüssen in manchen dieser Mineralien; erstere finden sich im Nephelin, Hauyn, Augit, Spinell, und sind nicht etwa sekundär gebildet wie die von Kroustschoff künstlich erzeugten, sondern sie sind analog den früher (S. 153) erwähnten, von Becke am Canzoccoli beobachteten. Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse kommen auch zusammen vor[4]). Ferner konstatierte Mierisch auch kubische Kristalle im Calcit, die aus Kochsalz bestehen, es haben also Chlornatriumdämpfe eine Rolle gespielt. Mierisch hat die Bildung dieser Blöcke erklärt, indem er zwei Arten derselben unterscheidet, die eigentlichen Kalksteinblöcke und zonar struierte Silikatblöcke einerseits, Aggregate, die die Drusenausfüllung bilden, andererseits. Das Muttergestein der Blöcke war, wie allseitig zugegeben wird, der Apenninkalk, der jedenfalls kein reines Calciumkarbonat ist. Diese Bruchstücke von Apenninkalk wurden zuerst gebrannt und dadurch zerklüftet, wobei die Lava in die Fugen eindrang; diese hat nun durch ihren großen Magnesiagehalt gewirkt, wobei sich Augit- und Biotitzonen, die nur in der Nähe der Lava vorkommen, bildeten. Dagegen sollen Spinell und Forsterit, die sich etwas weiter entfernt von dem Magma bildeten, ohne dessen Einwirkung entstanden sein, was ich bei Spinell nicht für wahrscheinlich halte, da sich sonst Kalkspinell hätte bilden müssen (am Monzoni findet sich Spinell in nächster Nähe des Eruptivmagmas). Für andere Mineralien nimmt er Fumarolentätigkeit in

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 8, 113 (1886).
[2]) Quarterly Journ. of geolog. Soc. 44, 176.
[3]) Les enclaves des roches, p. 270 (1893).
[4]) l. c. p. 295.

Anspruch, namentlich in den Drusenräumen, in welchen Hornblende und Adular dominieren. Lacroix ist der Ansicht, daß nur Anorthit, Wollastonit, Spinell, Pyroxen durch direkte Einwirkung der Lava entstehen, er möchte für die übrigen hauptsächlich vulkanische Exhalationen in Anspruch nehmen, wobei er mit Recht auf die Rolle des Chlornatriums, welches ja in den Flüssigkeitseinschlüssen konstatiert ist, hinweist, wie auch auf einen Versuch von Friedel und Sarasin, welche Calcit bei 500° in chlornatriumhaltiger wässeriger Lösung aus Calciumkarbonat darstellten.

Meiner Ansicht nach besteht kein fundamentaler Unterschied zwischen den Sommablöcken und den Kontaktprodukten des Monzoni und Canzoccoli bei Predazzo; ich glaube, daß ein Teil der Mineralien, wie es auch meine Versuche (S. 154) zeigen, durch direkte Einwirkung des Magmas entstanden, insbesondere Augit, Olivin, Eisenglanz, Anorthit, Skapolith, Spinell. Andere sind durch Chloride, die ja in der Vesuvlava reichlich vorhanden sind, wohl zum Teil, wie auch Lacroix betont, durch Fluoride entstanden. Ich erwähnte bei meinen Versuchen auch die Gegenwart des Chlorcalciums, Chlormagnesiums, aus welchen durch Wechselwirkung Periklas (MgO) entsteht. Wollastonit entsteht durch Einwirkung von SiO_2 auf CaF_2, Glimmer entsteht bei Gegenwart von Fluor, Granat braucht zu seiner Bildung Chlormetalle, wahrscheinlich auch der Vesuvian. Alle diese Mineralien, wie auch Hornblende, entstehen bei niedrigerer Temperatur wie die früher genannten und nur bei Gegenwart von Mineralisatoren, wobei auch Kohlensäure vorhanden sein mußte.

Für die Marmoreinschlüsse im Phonolith des Kaiserstuhls, welche durch Wollastonit und Granat, auch Zeolithe ausgezeichnet sind, glaubt Graeff zu ihrer Bildung eine Wirkung des Magmas nicht heranziehen zu brauchen, die Silikate stammen aus dem quarzhaltigen Kalkgestein.

Wir wollen uns nun mit den Faktoren, welche bei der Umwandlung von Kalksteinen durch Eruptivgesteine mitwirken, beschäftigen. Es ergibt sich aus dem vorhergehenden, daß Mineralien im Kalkstein auch an demselben Fundort, z. B. an der Somma, am Monzoni, auf zweierlei Arten entstehen können, und daß die Einwirkung des vulkanischen Magmas eine dreifache sein kann. 1. Direkte kaustische Bildung am Saalband, wobei sich Spinell, Magnetit, Skapolith, Olivin, Anorthit, bildeten; 2. Einwirkung von

gasförmigen Kristallisatoren und Wasserdampf, wobei keine eigentliche direkte Zufuhr aus dem Magma eintrat, die allerdings aber auch nicht ganz ausgeschlossen war; es handelt sich also hierbei um Bildung von Kalksilikathornfelsen; 3. spätere Umwandlung durch wässerige Lösungen bei niederer Temperatur, wobei es sich um Umwandlung wasserfreier Verbindungen in wasserhaltige handelte, z. B. Bildung von Serpentin, Speckstein. Von diesen verschiedenen Prozessen ist die Bildung der Kalksilikathornfelse, welche oft in großer Entfernung vom Eruptivgestein stattfand, geologisch die wichtigere. Es handelt sich also um Kontaktmetamorphose durch heißes Wasser und durch Mineralisatoren unter Druck, wie bei den Versuchen von Daubrée, obgleich stellenweise auch Bestandteile des Magmas wenigstens in unmittelbarer Nähe des Kontaktes mitgewirkt haben können, wie bei der Vesuvianbildung. Wo solches stattgefunden hat, kann natürlich nur in jedem speziellen Falle entschieden werden. Hierbei wäre namentlich der experimentelle Weg zur Entscheidung heranzuziehen. Während Weinschenk auch hier seine Piëzokontaktmetamorphose, durch welche im Kalkstein namentlich Quarz, Apatit, Albit, Glimmer, Turmalin, Graphit entstanden sein sollen, heranzieht, wird von anderen mehr die Dynamometamorphose berücksichtigt; es können jedenfalls sowohl letztere als die eigentliche Kontaktmetamorphose stellenweise zusammen gewirkt haben.

Umwandlungen von Sandsteinen, Quarziten, Tonschiefern, Tonen usw.

Von größerem geologischem Interesse als die Umwandlung von Kalksteinen ist die der übrigen geschichteten Sedimente, und diese ist namentlich bei Tonschiefern oft eine viel kompliziertere. Die Kontaktmetamorphose wird hauptsächlich durch Tiefengesteine hervorgebracht, und wird uns diese besonders beschäftigen, doch sind es namentlich unter den effusiven Gesteinen die Diabase, welche ebenfalls bedeutendere Veränderungen hervorbrachten, während wir bei Basalten nur unbedeutende Umwandlungen zu konstatieren haben. Die erstgenannten Prozesse sind namentlich für den Regionalmetamorphismus und die Schieferbildung von großem Interesse. Hierbei wird übereinstimmend die Beobachtung gemacht, daß ein und dasselbe Eruptivgestein ver-

schiedene Kontaktprodukte erzeugt, wenn es auf Sandsteine oder Mergel einwirkt. Kristalline Schiefer werden fast gar nicht beeinflußt, Sandstein weniger als Tonschiefer; es hängt daher nicht von dem umwandelnden, sondern besonders von der chemischen Zusammensetzung des umgewandelten Gesteins ab, was sich für Mineralien bilden. In Tonschiefern sind hauptsächlich Tonerdesilikate, Chiastolith, Andalusit und Disthen entstanden, dann Cordierit, Glimmer, Granat, Chlorit. War der Tonschiefer kalkreicher, so erscheinen Kalkgranate, Epidot, Pyroxen, Hornblende reichlicher. Skapolith, Couzeranit, Dipyr scheint sich namentlich dort zu bilden, wo das Eruptivgestein basischer war, hier wäre wahrscheinlich, wie früher erwähnt, die Masse des die Eruption begleitenden Wassers und der Chloride, Fluoride von Wichtigkeit. Der Grad der Metamorphose hängt auch besonders von örtlichen Verhältnissen ab. So wurde ein Teil der Silurschiefer bei Gunildrud in Norwegen im Kontakt mit Granit teils gar nicht, teils in Kaolinalaunschiefer umgewandelt. Barrois[1]) beobachtete an dem Granit von Huelgoat (Bretagne), daß dieser nur an der Ostseite Veränderungen hervorbringt, nicht aber an der Westseite, an demselben Orte ist der Grad der Metamorphose dort größer, wo die Schieferung von der Granitmasse durchschnitten wird. Wir haben daher auch einen Einfluß der Grenzflächen und des Einfallens der Schichten zu beobachten, ebenso des Kornes des ursprünglichen Gesteins.

Wichtig ist es, zu erfahren, wie weit eine Eruptivmasse ihre metamorphosierende Wirkung auf das Nebengestein erstreckt. Man nennt das umgewandelte Gebiet den Kontakthof, sein Querschnitt entspricht gewöhnlich der Form nach der des umwandelnden Eruptivgesteins, also zumeist einer rundlichen oder elliptischen. Der Radius eines Kontakthofes ist aber sehr verschieden, Granite wirken stärker wie basische Gesteine, z. B. Gabbro, es deutet dies, wie auch die Beobachtungen an Einschlüssen auf höhere Temperatur und mehr Kristallisatoren bei sauren Gesteinen; der Radius wechselt natürlich stark, zwischen etwa 300 bis 5000 m, und ist um so größer, je ausgedehnter die Eruptivmasse selbst ist. Jene größte Zahl wurde am Skiddaw in England und bei Wicklow in Irland beobachtet. Am Monzoni beobachtete ich auch sogar an der Südseite weniger als 200 m.

[1]) Bull. soc. geol. 3, 14 (1886).

Tonschiefer. Von größerer Wichtigkeit sind die Umwandlungen, die die Tiefengesteine, insbesondere die sauren Granite, Syenite und Diorite, an verschiedenen Tonschiefern und analogen Gesteinen hervorgebracht haben; solche Umwandlungen sind in den verschiedenen Ländern: Norwegen, England, Frankreich, Böhmen, Schlesien, am Harz, Sachsen, Fichtelgebirge usw. eingehend studiert worden und findet sich die ausführliche Literatur darüber in den Werken von Zirkel, Roth und Rosenbusch. Rosenbusch[1]) schildert die Umwandlung folgendermaßen: „Als erstes deutlich erkennbares Anzeichen erscheinen kleine, knotenähnliche, anscheinend konkretionäre Körperchen, bei fernerer Annäherung nehmen diese Knötchen an Menge und Dimensionen zu, während gleichzeitig auch die Schiefermassen selbst einen deutlicheren Schimmer auf den Spaltflächen, eine Zunahme der Kristallinität wahrnehmen lassen, allmählich erkennt man deutliche Glimmerblättchen nebst Quarzkörnchen und der Habitus nähert sich dem der Glimmerschiefer. In diesem Stadium treten die Knoten zurück, bei weiterer Annäherung an den Granit verschwinden sie allmählich ganz, aus dem Schiefer wird ein durch und durch kristallines Gestein, in welchem auch die schieferige Struktur oft undeutlich geworden ist.“ Man kann drei Zonen unterscheiden, von außen nach innen wandelnd ist die erste Zone die der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer, welche auch im allgemeinen Knotentonschiefer genannt werden (*schistes glanduleux* der Franzosen), sie unterscheiden sich nur wenig von dem unveränderten Gestein. Die Knoten erinnern an Getreidekörner (Fruchtschiefer) und sind unter dem Mikroskop wenig scharf von dem übrigen Gestein verschieden, sie zeigen aber ein dunkleres Pigment (Graphit). Auch hornblendereiche Garbenschiefer treten auf. In der zweiten Zone treten besonders die Horn- und Fleckschiefer auf, bei diesen ist meistens der Glimmer reichlich vertreten, die Schieferung ist deutlich. In weiterer Entfernung lösen sich die in diesen Schiefern auftretenden Flecken als kristallisierte Chiastolithe auf, während in der dritten innersten Zone die Hornfelse vorherrschen. Diese sind vielfach genau untersucht worden; die sie bildenden Mineralien sind Korund, Spinell, Sillimanit, Andalusit, Cordierit, Staurolith, Granat, Pyroxen, Hornblende, Epidot, Zoisit,

[1]) Mikrosk. Physiographie, 3. Aufl., 2, 88 (1896).

Glimmer, Chlorit, Calcit, Quarz, Feldspate, Titaneisen, Rutil, Anatas. Die kohlige Substanz der Tonschiefer wird in Graphit umgewandelt, der Limonit zu Eisenglanz und Magnetit; aus Rutil entsteht auch Titanit, aus Eisenkies Magnetkies. Wir sehen, daß diese Mineralien zum Teil Schmelzflußmineralien sind, wogegen andere, wie Andalusit, Staurolith, Chlorit, sich eher aus wässeriger heißer Lösung bilden, andere, wie Epidot, Glimmer, Granat, Hornblende, können sich offenbar ebenso aus heißen wässerigen Lösungen, wie aus wässerigem Schmelzfluß bilden.

Charakteristisch für die Hornfelse[1]), welche ganz kristallin sind, ist der Umstand, daß sie so sehr mit Einschlüssen überladen sind, unter welchen der Graphit ein überaus häufiger ist. Es entstehen bei ihnen Siebstruktur und skelettartige, schwammige Durchbrechungen, oder auch eine der ursprünglichen Schichtung korrespondierende Anordnung der Einschlüsse (Helicitstruktur[2]). Die aus den Tonschiefern und verwandten Gesteinen entstandenen Kontaktschiefer unterscheiden sich von den anderen kristallinen Schiefern durch manche Struktureigentümlichkeiten, so sind die Andalusite oft mit Quarzkörnchen oder Biotitblättchen durchspickt, dann treten häufig im ganz frischen, klaren Feldspat Einschlüsse von Quarz, Biotit, Magnetit mit zonenförmiger oder zentraler Anordnung auf. Manchmal ist auch die rundliche oder ovale Form jener Einschlüsse charakteristisch. Weiter sind auch die geradlinigen polygonalen Konturen der Quarze und Feldspate hervorzuheben, wobei das Aggregat Quarz-Feldspat ein pflasterartiges, bienenwabenähnliches Aussehen erhält[3]). Bemerkenswert ist auch die Vergröberung des Kornes, die Beck und Luzi, z. B. bei der Umwandlung des Kieselschiefers in Quarzit beobachteten. Typische Kontaktveränderungen sind auch die der von Dalmer studierten, durch die erzgebirgischen Granitstöcke hervorgebrachten Phyllite. Von den genannten Bildungen sind die unter Mischung der Bestandteile des Magmas mit dem Sedimentgestein entstandenen, wie wir sie in der ersten Kontaktzone bei

[1]) Über die Nomenklatur der Kontaktbildungen plutonischer Gesteine, namentlich über Präzisierung des etwas vagen Namens „Hornfels" siehe W. Salomon, Tschermaks Min.-petr. Mitt. **17**, 143 (1898).

[2]) Zirkel, l. c. **1**, 591; E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde **2**, 212.

[3]) Zirkel, l. c. **1**, 591.

Kalksteinen beobachteten, zu unterscheiden; hier kann Austausch von Bestandteilen (Osmose nach Johnston-Lavis) vorkommen, wie das auch Lacroix bei den Sommablöcken annimmt. Andererseits kann auch ein Mineralisator Bestandteile, wenn auch in geringerem Maße zuführen, wir haben daher doch einen gewissen Gegensatz zwischen den Umwandlungen der Kalksteine und denen der Schiefer; bei ersteren scheinen an der unmittelbaren Kontaktgrenze die Bedingungen der Mineralbildung viel günstiger zu sein.

Chemische Vorgänge bei der Phyllitkontaktmetamorphose. Henderson[1]) fand, daß sich der ursprüngliche Phyllit und sein Umwandlungsprodukt insofern unterscheiden, als letzteres mehr gebundene und weniger freie Kieselsäure enthält. Biotit ist wahrscheinlich aus Quarz + Chlorit entstanden. In jenem Falle enthält also das Kontaktprodukt in unmittelbarer Nähe des Syenits mehr Kieselsäure als der Phyllit, und MgO, K_2O, Na_2O zeigen Zunahme, dagegen fand Wasserabnahme statt. Dalmer[2]) zeigte, daß bei der Kontaktmetamorphose des Schneeberger Phyllits Kaliglimmer + Chlorit sich in Andalusit + Biotit + Kalinatronglimmer umwandeln, Wasser wird dabei frei. Bei der Entstehung eines normalen Andalusitglimmerfels aus Phyllit tritt nach Dalmer folgende Reaktion ein:

$$10\,[(H,K)_2Al_2Si_2O_8] + \overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_6Si_3O_{19}\,.\,5\,H_2O + 2\,SiO_2 =$$
$$3\,(Al_2SiO_5) + (H,K)_6\overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_6O_{32} + 7\,[(H,K)_2Al_2Si_2O_8] + 5\,H_2O.$$

Cordieritbildung tritt nach ihm durch Vereinigung von Quarz und Chlorit ein, sie kann aber auch durch Kaliglimmer entstehen, wenn Wasser und K_2O durch MgO ersetzt wurden unter Hinzutritt von Kieselsäure. Später hat Dalmer[3]) die Formeln noch vereinfacht und für die Entstehung des Cordierit aus Muscovit und Olivinmolekülen des Metachlorit, dann für die Entstehung von Andalusitglimmerfels durchgeführt.

Pneumatolytische Metamorphose. Die früher erwähnten Umwandlungen vollziehen sich ohne wesentliche Substanzaufnahme aus dem Eruptivgesteine, ein anderer Fall liegt

[1]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1895, S. 544.
[2]) N. J. f. Mineral. usw. (1897) 2, 156.
[3]) Centralbl. f. Mineral. usw. 1903, S. 15.

aber bei den Turmalinhornfelsen und den turmalinhaltigen Schiefern vor, sowie bei der allerdings seltenen Bildung von Topas im Nebengestein, wie z. B. am Schneckenstein in Sachsen, sowie bei der Bildung der Zinnerze in den Graniten von Altenberg und Zinnwald. Während letztere Vorkommen doch nur selten sind, ist die Turmalinbildung sehr häufig und sie erstreckt sich oft sehr weit. Hier sind es nun Dämpfe gewesen, welche während und nach der Graniteruption ausströmten; offenbar waren es solche von Borfluorid, welche Anlaß gaben zur Bildung von Turmalin; sehr oft sind es nur Gangspalten, auf welchen die Dämpfe aufsteigen, in anderen Fällen sind aber auch die ganzen dem Granit benachbarten Schiefermassen beeinflußt, wie auch oft in der Nähe der Granite die Schiefer mit Turmalin erfüllt sind, wobei Zufuhr von Bestandteilen aus dem Eruptivgestein in Gestalt gasförmiger Stoffe bei hoher Temperatur stattfand, doch brauchen wir keine übermäßig hohe Temperatur anzunehmen, da das Wasser, welches ebenfalls mit tätig war, die Eigenschaft hat, den Siedepunkt anderer beigemengter Stoffe, z. B. der Borsäure oder des Titanfluorids, herabzudrücken [1]). Auch bei der Bildung von Topasfels und Flußspat, wie auch bei der Bildung von Pegmatiten haben gasförmige Mineralisatoren mitgewirkt. An den genannten Orten waren es also Dämpfe von Fluoriden [2]), die aus der Tiefe emporgedrungen sind und den Granit in Greisen umwandelten. Die Bildung des Quarzes selbst vollzog sich bei Abkühlung und keinen sehr hohen Temperaturen, wobei das Wasser und der herrschende Druck dazu beitrugen, den Umwandlungspunkt bei der Quarzbildung aus Fluorsilicium herabzudrücken.

Kontaktwirkungen der Diabase auf Tonschiefer. Von Interesse sind die besonderen Wirkungen, welche Diabase auf Tonschiefer und verwandte Sedimente ausgeübt haben; es ist eine räumlich nicht auf weite Erstreckungen, sondern zumeist nur auf wenige Meter sich ausdehnende Metamorphose. Man unterscheidet hier Spilosit-Adinol-Kontakthöfe und Hornschiefer. Rosenbusch [3]) findet den charakteristischen Unterschied der Kontaktumwandlung der Diabase von der durch Granit bewirkten

---

[1]) C. Doelter, Physik.-chem. Mineral., S. 167.
[2]) E. Baur, Zeitschr. f. physik. Chemie 43 (1903).
[3]) Mikrosk. Phys. 2, 3. Auflage (1896).

hauptsächlich darin, daß der Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung der umgewandelten Gesteine in seinen Einzelheiten verhältnismäßig unabhängig ist von der ursprünglichen Zusammensetzung des Schiefermaterials, was bei Umwandlungen, durch andere Eruptivgesteine verursacht, wie wir sahen, nicht der Fall war; abgesehen davon, ist die Ausdehnung der Umwandlung immer nur eine geringe, oft auf einige Meter beschränkte. Bei dieser Umwandlung haben sich zum Teil auch Granat, Vesuvian und Augit ausgebildet, während an manchen Orten, z. B. im Harz, im Tonschieferkontakt harte Hornfelse, Spilosit und Desmosit, an anderen Orten wieder Adinol entstand (ein Gemenge von Quarz, Albit und Stralstein). Dabei ist bei der Umwandlung der Tonschiefer in Adinol Vermehrung von SiO_2 und Na_2O aufgetreten, und finden sich an jenen Orten, bei welchen körnige Diabase die Umwandlung bewirkten, die härtesten und zugleich kieselsäurereichsten Adinole in unmittelbarer Nähe des Diabases, wobei auch vorhandener Kohlenstoff, Kohlensäure und Wasser durch die hohe Temperatur des umwandelnden Gesteins verschwunden sind. Hier ist also auch chemische Umsetzung eingetreten; daher nimmt Kayser[1]) für die Umwandlung von Sedimenten durch Diabase im Harzer Gebiet heiße, besonders mit Natronsilikat geschwängerte Wässer unter hohem Druck in Anspruch, wobei die chemischen Neubildungen durch einen plastischen Zustand der Sedimente erleichtert wurden. Barrois[2]) nahm für das früher erwähnte Granitgebiet von Huelgoat chloridhaltiges überhitztes Wasser in Anspruch, während Lossen[3]) Zufuhr von Stoffen für denkbar hält, welche durch heiße Quellen vermittelt wurde; doch hat im Harz bei den Diabaskontakten auch der Regionalmetamorphismus eine wichtige Rolle gespielt.

Umwandlung des Diabases und der Diabastuffe durch Granit. Durch Einwirkung der Mineralisatoren werden Diabase stark umgewandelt, wobei namentlich der Augit zu Uralit wird. Titaneisen wird nach Lossen zu Titanit, Pyrit wandelt sich in Markasit um, Chlorit- und Saussuritbildung treten auf. Aus Augitporphyriten wird, wie es Brögger aus Südnorwegen

---

[1]) Zeitschr. d. geol. Ges. **22**, 161 (1876).
[2]) Bull. soc. géol. **3**, 14 (1886).
[3]) Zeitschr. d. geol. Ges. **39**, 510 (1887).

beschrieb, ein Hornblendeschiefer, in welchem Biotit, Pyroxen, Skapolith und Magnetit auftreten. Der Calcit verschwindet. Die Tuffe wandeln sich in grüne Schiefer um. Hierbei werden namentlich die Decken und die Lagergänge von Diabas umgewandelt. Aber diese Umwandlungen dürften vielleicht nicht ausschließlich durch Kontaktmetamorphose, sondern zum Teil auch durch Dynamometamorphose bewirkt werden (vgl. S. 182).

Viele Geologen sind mit Recht der Ansicht, daß der Kontaktmetamorphose für die Bildung kristalliner Schiefer ein bedeutender Einfluß zukomme, doch ist es oft schwer zu entscheiden, ob nicht gleichzeitig der einseitige Druck dabei mitwirkt. Nach Weinschenk[1]) sind die kristallinen Schiefer der Zentralalpen durch Kontaktmetamorphose entstanden, und zwar vermittelst vulkanischer Agenzien; es ist aber dort nicht die normale Metamorphose, sondern die Piëzokontaktmetamorphose, bei welcher der Druck eine wichtige Rolle spielt. Gegen den Einwand, daß gerade die Granite, welche die Umwandlung hervorbringen sollen, oft nicht zu beobachten sind, wendet er ein, daß bei dem Fehlen von Aufschlüssen die Anwesenheit von Granit immerhin möglich sei. Bei der Piëzokontaktmetamorphose wurde durch die Gebirgsfaltung das Nebengestein weithin gelockert und zertrümmert und durch den hohen Druck die Agenzien in die Gesteine eingepreßt. Wenn aber Weinschenk hauptsächlich dem hohen Drucke besondere Mitwirkung bei der Kontaktmetamorphose zuschreibt, so steht dies im Widerspruche mit den Versuchen von F. Pfaff und G. Spezia, welch letzterer auch bei dem Drucke von 1750 Atm. keine bedeutende Wirkung konstatierte. Es dürfte hier vielleicht jene von van Hise als „Streß“ bezeichnete Wirkung eintreten, die wir oft mit „Pressung“ ausdrücken, nämlich Druckwirkung auf einen festen Körper, der sich in seiner Lösung befindet und welche wir näher bei der Dynamometamorphose betrachten. Es scheint auch, als wenn der metamorphosierende Einfluß der Eruptivgesteine manchmal übertrieben würde, insbesondere, weil der Kontakthof zumeist keinen größeren Radius als 2 bis 4 km hat, wogegen Weinschenk allerdings die exzeptionelle Zahl von 10 km annimmt. Trotzdem ist in manchen Gegenden, nament-

[1]) Grundzüge der Gesteinskunde 2, 215 (1905). Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 54, 464 (1902).

lich in den Alpen, der Einfluß der Kontaktmetamorphose unverkennbar.

Chemisch-physikalische Vorgänge bei der Kontaktmetamorphose. Früher wurde gezeigt, daß zumeist eine Veränderung des chemischen Bestandes des umgewandelten Gesteins nicht eintritt, daß also eine Zufuhr von Stoffen nicht vorkommt mit Ausnahme der Fälle, wo beispielsweise das Magma auf eingeschlossene Marmorschollen direkt einwirkte. Die Hitze allein war aber nicht Ursache der Umwandlung, da keine Umschmelzung der Tone und Schiefer stattfand und gerade charakteristische Kontaktmineralien, wie Andalusit, Chiastolith, aus Schmelzfluß nicht dargestellt wurden, auch die Struktur der Kontaktgebilde nicht jene freie Beweglichkeit, wie sie ein Schmelzfluß hat, zeigt. Wässerige Lösungen allein würden mehr hydroxylhaltige Mineralien bilden. Wir müssen daher auch die gasförmigen Mineralisatoren, die Chloride, Fluoride und andere, herbeiziehen, die auch in wässerigen Lösungen wie auch als Gase dissoziiert wirken können; wesentlich ist also die Einwirkung des Wasserdampfes und von Chlor bzw. Fluor; wir wissen auch aus der Synthese, daß letztere Gase in vielen Fällen ebensowenig wie das Wasser bei hohen Temperaturen in die Reaktionen eintreten, sondern daß ihre Tätigkeit mehr eine reaktionsbeschleunigende ist; es sind also zum Teil Katalysatoren. Die näheren Umstände sind leider nicht bekannt.

Einfluß des überhitzten Wassers. Daubrée hat bereits in seiner klassischen Arbeit über Metamorphismus den Einfluß des Wassers bei hoher Temperatur und bei gleichzeitig höherem Druck erkannt, doch spielt, wie sich jetzt zeigt, der Druck keine hervorragende Rolle, denn eine Vermehrung der Löslichkeit in Wasser bei verdünnten Lösungen ist vorhanden, aber der Grad, um den sie wächst, ist ein minimaler, und Versuche von Spezia zeigen, daß Druckzunahme nur geringe Beschleunigung der Löslichkeit bewirkt, während schon geringe Temperaturzunahme ungemein beschleunigend wirkt. Durch das überhitzte Wasser entstehen die Lösungen, aus denen sich die Kontaktmineralien bilden. Die Details dieser Bildungen entziehen sich vorläufig der genauen Erkenntnis. Es ist auf die angegebene Weise gelungen, bei Temperaturen von etwa 500° aus wässerigen Lösungen Albit, Orthoklas, Quarz, Anorthit und Nephelin zu

erzeugen, aber die eigentlichen Kontaktmineralien Andalusit, Staurolith und Granat sind auf diese Art noch nicht nachgebildet worden.

Wasser und Mineralisatoren sind es also, welche auf weitere Strecken die Umwandlung bewirken; der hohe Druck bewirkt, daß die Gase auch in sonst weniger durchlässige Schichten dringen und daher größere Gebirgsmassen total umgewandelt werden können. Die verschiedene Entfernung, auf welche das Tiefengestein einwirken kann und die wir früher betonten, hängt auch mit dem Umstande zusammen, daß die Schichten nicht gleichmäßig für das überhitzte Wasser durchlässig sind; am weitesten geht sie bei den Tonschiefern, wo sie auch am gleichmäßigsten wirkt, weil diese vollkommen geschichteten Gesteine sehr durchlässig sind. Daß die Kontaktmetamorphose mit der Entfernung von dem Eruptivstock immer mehr abnimmt, ist durch die Abnahme der Temperatur in größeren Entfernungen und nur zum geringen Teil durch die geringeren Mengen von Wasser denkbar; wir sahen auch S. 159, daß die Richtung der Schichten Einfluß hat, was wieder in Zusammenhang mit dieser und dem Durchdringen der Wasserdämpfe steht. Basische Tiefengesteine sind in ihrer Eruption von einer geringeren Menge von Wasser und Mineralisatoren begleitet; es wird daher ihr Einfluß ein weit geringerer sein als der der sauren Gesteine; auch wissen wir, daß bei der Eruption basischer Massen Fluor und Wolfram fehlen oder nur in geringen Mengen vorhanden sind; meistens treten auch, der größeren Menge von HCl entsprechend, chlorhaltige Kontaktmineralien auf, z. B. Skapolithe [1]. Versuche wären hier, wie mehrfach erwähnt, sehr erwünscht, namentlich wäre die Bildung von Andalusit, Cordierit, Staurolith und Granat aus heißen Lösungen unter Druck bei 500° zu versuchen und außerdem Pulver verschiedener Eruptivgesteine in solchen Lösungen, eventuell unter Zuhilfenahme von kleineren Mengen von Fluoriden und Chloriden zu behandeln. Der Experimentalgeologie steht hier noch ein weites Feld offen, insbesondere wenn nicht nur qualitative Versuche, sondern solche mit abgemessenen Mengen und gesättigten Lösungen, unter Beobachtung der Temperatur vorgenommen, und überhaupt nach physikalisch-

---

[1]) Weinschenk, l. c. S. 97.

chemischen Methoden gearbeitet würde. Eine Frage, welche sich hier aufdrängt, ist die nach der Temperatur, welche das Wasser, das bei der Kontaktmetamorphose einen so großen Einfluß hat, besitzen mußte, um die Umwandlung hervorzubringen; insbesondere wäre zu entscheiden, ob flüssiges oder gasförmiges Wasser vorhanden war. Da durch Versuche bewiesen ist, daß unter 400° sich zumeist nicht Feldspate, sondern Zeolithe bildeten, so kann man vermuten, daß doch eine höhere Temperatur zur Bildung der erwähnten wasserfreien Mineralien nötig war. Flüssiges Wasser dürfte wohl auch mehr auslaugend wirken, und mehr hydroxylhaltige Verbindungen bilden als Dämpfe, und dürfte daher wohl Wasser über dem kritischen Punkte hier in Frage kommen. Der Druck beeinflußt den Umwandlungspunkt der chemischen Reaktionen, er ist auch bei polymorphen Verbindungen sehr wesentlich, z. B. bildet sich, wie Becke [1]) gezeigt hat, Hornblende eher unter hohem Druck, Augit und Olivin aber bei niederem. Zum Teil ist wohl auch der Einfluß des Druckes der, daß das Eindringen des Wasserdampfes in verschiedene Schichten, namentlich in horizontaler Richtung, erleichtert wird; in dieser Hinsicht hat auch Spring [2]) Versuche mit Sand gemacht, die aber nicht völlig hierher passen. Jedenfalls ist ein Einfluß des Druckes auch der, daß die Gase lange Zeit hindurch wirken können; für die Umkristallisierung selbst ist seine Einwirkung von geringem Einfluß.

Zwölftes Kapitel.

Die Bildung der kristallinen Schiefer.

Die verschiedenen Hypothesen, welche zur Erklärung der Entstehung der Schiefergesteine aufgestellt wurden, können hier nicht alle aufgezählt werden, wie es denn auch zu weit führen würde,

[1]) Tschermaks Min.-petr. Mitt. 16 (1897).
[2]) Ann. soc. géolog. de Belgique 1902.

die geschichtliche Entwickelung der Lehre der Genesis der kristallinen Schiefer zu betrachten. Wir wollen jedoch diejenigen Hypothesen, welche bis zu einem gewissen Grade durch das Tatsachenmaterial unterstützt werden, etwas eingehender beleuchten. Insbesondere stehen sich zwei Ansichten gegenüber: nach der einen haben wir es mit umgewandelten, nach der anderen mit ursprünglichen Gebilden zu tun; in letzterem Falle können wir es mit ursprünglichen Sedimenten oder mit einer allerdings einigermaßen veränderten Erstarrungskruste zu tun haben. Nehmen wir aber die erste Ansicht an, so können wir für die Umwandlung mehrere Wege wählen, und herrscht bezüglich der Art der Umwandlung keine Einigkeit. Die Ansicht, daß die kristallinen Schiefer die erste Erstarrungskruste der Erde repräsentieren, hat lange Zeit Anhänger gefunden. Man kann dagegen einwenden, daß eine solche als Schlacke entstanden sein müßte, aber durch den Einfluß des Wassers wäre sie ja umgewandelt worden. Ein wichtigerer Einwand ist der, daß wir kaum diese Schlackenkruste zu beobachten in der Lage sein können, da sie von den im Laufe der Zeiten erfolgten ungeheuren Massen vulkanischer Eruptionen (Panzerdecke Stübels) bedeckt sein müßte. Stofflich wäre kein Hindernis vorhanden, die Gneise und Glimmerschiefer mit der ältesten Eruption zu parallelisieren, denn die Schlackenkruste war jedenfalls eine sehr saure; diese Ansicht, welche ehemals viele Verfechter hatte, wie P. Scrope, Darwin, Fr. Hoffmann, C. F. Naumann, Th. Scheerer, und in neuerer Zeit auch Justus Roth, fußt ferner auf der großen Ähnlichkeit zwischen Granit und Gneis, wie auf der Tatsache, daß die den Schiefern eigene Parallelstruktur ja auch bei Eruptivgesteinen vorkommt (sehr schön ist eine gneisähnliche Textur bei dem lithoidischen Rhyolith der Insel Palmarola und auch auf der Insel Pantelleria zu beobachten) und darauf, daß man in dem Gneis die Basis der jüngeren Sedimente zu finden glaubte, sowie auf der Ubiquität der kristallinen Schiefer. Durch allgemeine Verbreitung der Schiefer auf der Erde erfährt die Theorie eine gewisse Stütze ebenso auch durch ihre bedeutende Mächtigkeit. Die großen Verschiedenheiten im Mineralbestande, die sehr charakteristisch für sie sind, und die sowohl im Streichen wie in der Richtung des Fallens beobachtet werden, erklärte Roth durch eine Spaltung (S. 88), ähnlich wie sie bei Eruptivgesteinen

eintritt, solche Spaltungsgesteine können dann sowohl als Lager wie auch in Linsen auftreten. Die Schieferung wird nach J. Roth durch Seitendruck und Faltung bedingt, auch kann der erwähnte Wechsel durch später erfolgte chemische Veränderungen erklärt werden.

Gegen diese Hypothese sprechen jedoch manche Gründe, z. B. das später noch zu erwähnende Vorkommen von Geröllen, Konglomeraten in diesen Schiefern, und das unzweifelhafte, wenn auch seltenere Vorkommen von jüngeren Glimmerschiefern. Ebenso zeigt Archibald Geikie[1]), daß es aus den Beobachtungen sich doch ergibt, daß die allgemeine Verbreitung der Schieferformation in Wirklichkeit nicht existiert. Weinschenk macht mit Recht darauf aufmerksam, daß die Uniformität dessen, was man Schieferformation nennt, doch nicht besteht, und daß darunter die verschiedenartigsten Dinge sowohl petrographisch als auch stratigraphisch verstanden werden. Ähnliches beweisen wohl die Studien der nordamerikanischen, englischen, skandinavischen und finnischen Geologen[2]).

Eruptive Gneise.

Man hat auch für manche Gneise, wie sie in ihrer jetzigen Beschaffenheit vorliegen, einen eruptiven Charakter in Anspruch genommen, ohne sie deshalb als Glieder einer ursprünglichen Erstarrungskruste anzusehen. Eine Frage der Klassifikation ist es jedoch, ob man derartige unzweifelhaft eruptive Gesteine nicht besser als Granite bezeichnet (vgl. S. 212) oder als gneisähnliche Granite, was vielleicht vorteilhafter wäre. Doch kann sich eine derartige Annahme nur auf eine beschränkte Anzahl von Gesteinsvorkommen beziehen; so ist Sederholm[3]) der Ansicht, daß manche finnische Gneise als älteste Eruptivgesteine entstanden seien, obwohl daneben auch umgewandelte Sedimente vorkommen.

Die Ansicht, daß gewisse Gneise wirkliche Eruptivgesteine seien, ist übrigens uralt. Bereits P. Scrope hat sie 1825 geäußert, auch Naumann war ein Anhänger der eruptiven Ent-

---

[1]) Text-book of Geology, p. 704.

[2]) Man vergleiche die Gliederung der betreffenden Gebiete durch van Hise, Sederholm, Lawson, Irving und andere.

[3]) Bulletin commission géol. Finlande. Helsingfors 1877, 1896.

stehung der sächsischen Gneise, ebenso [H. Müller[1]), Th. Kjerulf u. a.; J. Lehmann hielt ebenfalls einen Teil der Gneise für Eruptivgesteine; van Hise, welcher den prähuronischen Komplex der Gegend des oberen Sees untersuchte, ist der Ansicht, daß es sich hierbei um eruptive (plutonische) Gesteine handle. Es wurde auch von manchen Beobachtern, wie Jokély, seinerzeit von Gneisgängen gesprochen. Besonders interessant ist das Grundgebirge Schottlands, der „Lewisian Gneis", den namentlich Sir Arch. Geikie[2]) ausführlich beschrieben hat. Die hier vorkommenden ziemlich basischen Gneise treten auch bandartig auf; abgesehen von kleineren nachträglichen Veränderungen durch Gebirgsdruck sind sie als Eruptivgesteine aufzufassen, wobei namentlich die Blätter- und Parallelstruktur als Fluktuationsstruktur ihre Entstehung fand; dieser Gneis stellt also eine Tiefenfacies der damaligen Vulkane dar, und wird von vielen basischen Eruptivgängen, Gabbros, Peridotiten usw., durchschwärmt, auch diese zeigen teilweise Schieferung. Es sei auch daran erinnert, daß manche Eruptivgesteine streifige und unregelmäßig gebänderte Textur haben, wie die Anorthosite, die Frank Adams[3]) beschrieb, auch die Miascite, die ich selbst zu beobachten Gelegenheit hatte, zeigen Annäherung zur Schieferung, obgleich sie gewiß Eruptivgesteine sind. Die Parallelstruktur der Gneise kann nun eine primäre sein, oder auch eine sekundäre bei umgewandelten Gesteinen. Sauer macht darauf aufmerksam, daß die Parallelstruktur mancher Gneise eine Fluktuationserscheinung sei.

J. Lehmann hält 1884 noch einen Teil der Gneise für Eruptivgesteine, die noch in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit vorhanden sind, und sollen in Phyllitgneisen des Fichtelgebirges die Quarze (abgerundete hexagonale Pyramiden) Einbuchtungen der Grundmasse, wie sie bei Quarzporphyren, Quarztrachyten vorkommen, zeigen. Ähnliche Ansichten über pyrogenen Gneis spricht für den Laurentiangneis des oberen Sees Lawson aus.

Es sind auch exogene und endogene Kontakterscheinungen bei eruptiven Gneisen zu beobachten, ferner Kontakthöfe, wie sie bei Graniten vorkommen, und charakteristische Kontakt-

[1]) N. J. f. Mineral. S. 592 (1850).
[2]) Quart. Journ. geol. soc. 1888, p. 378.
[3]) Archean and Algonkian. Bull. U. S. geol. Survey Nr. 86.

mineralien, wie Sillimanit, Staurolith. Zirkel[1]) verweist auch darauf, daß am Kontakt solcher Gneise mit Kalksteinen der Marmor mit Kontaktmineralien sich anfüllen kann wie bei Granitkontakt. Auch Weinschenk[2]) hält für viele Gneise eine eruptive Bildung (ohne Dynamometamorphose) für wahrscheinlich, es sind fluidale oder schlierige und daher schiefrige und gebänderte Tiefengesteine, die die Äquivalente der Granite, Syenite, Tonalite und Diorite oder die der Gabbro (Flasergabbro, Gabbroschiefer) sind. Eine zweite Gruppe hat andere Struktur, namentlich zeigt sie Kataklase, sie entstand durch Piëzokristallisation; diese Gesteine gehören also in das Gebiet der umgewandelten Granitgneise.

Gneise als umgewandelte Granite.

Diese Gneise stehen den eben erwähnten zwar nahe, aber es sind umgewandelte Granite, die namentlich durch Dynamometamorphose ihre ursprüngliche Beschaffenheit einbüßten. Man hätte dann, falls die oben erwähnte Ansicht richtig wäre, zum Teil ursprüngliche Granitgneise, zum Teil metamorphe zu unterscheiden, was aber nicht immer leicht sein wird. Die scheinbar innig zusammenhängende Gruppe der kristallinen Schiefer scheint überhaupt genetisch mehreren recht voneinander abweichenden Gesteinsgruppen anzugehören, von denen die einen mehr den Eruptivgesteinen zuneigen, während andere den Sedimenten genetisch verwandt sind, aus welchen sie entstanden.

Für die Entstehung der Granitgneise, welche unbedingt plutonischen Ursprungs sind, wäre also nur die Frage noch in der Schwebe, ob sie ihren gneisartigen Charakter während der Festwerdung oder erst später im starren Zustande angenommen haben. Es ist kaum möglich, dies a priori und ganz allgemein zu entscheiden, sondern es wird das Studium der einzelnen Vorkommen, insbesondere die mikroskopische Untersuchung darüber Aufschluß geben können. Für manche dieser Gesteine, welche aber eigentlich ihrem ganzen Wesen nach mehr Granite sind, ist es wohl leicht denkbar, daß sie ihre schieferige Beschaffenheit, wie Weinschenk es für den Zentralgneis der Ostalpen meint, bei

[1]) l. c. 3, S. 160.
[2]) Grundzüge der Gesteinskunde 2, S. 295.

der Erstarrung annahmen. Oft ist es schwer zu entscheiden, ob Granit oder Gneis vorliegt, so nahe verwandt sind beide, und es wurde mancher Streit darüber geführt, ob ein Vorkommen als Gneis oder Granit zu bezeichnen ist. Da es aber, falls bei der Definition des Gneises das Hauptgewicht auf die Schieferstruktur gelegt wird, auch eruptive Gneise wie Granite geben kann und die Strukturunterschiede sich oft verwischen, so betrifft dann der Streit nur das Einteilungsprinzip, übrigens bemerkt Zirkel nicht mit Unrecht, das dem Begriff Gneis oft eine zu große Ausdehnung zu Teil wurde; umgewandelte Granite müssen aber gewiß zum Gneis gerechnet werden. Wir haben also ursprüngliche, nicht umgewandelte Gneise, deren Parallelstruktur als Fluidalphänomen aufzufassen ist, die also eigentlich Granite sind (oder eruptive Gneisgranite), dann solche, welche eine Umwandlung, sei es durch Dynamometamorphose, sei es, wie Weinschenk annimmt, durch Piëzokristallisation, erfahren haben. Doch wird es nicht immer leicht zu entscheiden sein, auf welche Art ein Gneis entstanden ist. So nehmen Beck und Gäbert für einen beträchtlichen Teil der Gneise des sächsischen Erzgebirges eruptive Entstehung an, während Dalmer sie zum größeren Teil für umgewandelte Gesteine hält[1]).

Die Gneise können demnach, falls wir es nicht vorziehen, die Eruptivgneise lieber zu den Graniten zu rechnen, dreierlei Entstehungsweisen haben, denn ein Teil ist, wie wir bald sehen werden, auch aus Sedimenten entstanden. Rosenbusch unterscheidet zweierlei durch Umwandlung entstandene Gneise: Orthogneise, durch Umwandlung von Eruptivgesteinen entstanden, und Paragneise, aus Sedimenten gebildet.

Mehr zu den granitischen Gesteinen gehört auch der lange Zeit hindurch als Gneis aufgefaßte Zentralgneis, nach Weinschenk richtiger Zentralgranit. Darüber herrscht Einigkeit, daß es sich um ein ursprüngliches Eruptivgestein handelt, aber manche nehmen eine sekundäre, spätere Umwandlung im starren Zustand durch Dynamometamorphose (S. 182) an, während Weinschenk, wie es scheint mit gewichtigen Gründen, die Ansicht vertritt, daß die anomale Beschaffenheit dieses Gesteins nicht später zu stande kam, sondern das Ergebnis der Kristallisation des Magmas unter

---

[1]) Centralblatt f. Mineralogie 1904, S. 567.

Nach dieser Anschauung sind die kristallinen Schiefer umgewandelte Sedimente (Tone, Sandsteine, Mergel, Tonschiefer) oder auch umgewandelte Granite, Diabase, Quarzporphyre usw., oder auch umgewandelte Tuffe von Eruptivgesteinen. Seitdem Törnebohm, Inostranzeff, H. Reusch, Sederholm u. a. nachgewiesen haben, daß die Schiefer, wenn auch nur ausnahmsweise, auch über fossilführenden Schichten lagern können, kann die Ansicht, daß kristalline Schiefer nur den ältesten Perioden angehören, nicht mehr aufrecht erhalten werden, und Weinschenk betont, daß unter den Gesteinen der Schiefergruppe jede Alterstufe vertreten sein kann. Aber über die Art und Weise, wie ganze Regionen und Gebirge aus Sedimenten oder aus Eruptivgesteinen in ihre jetzige Erscheinungsform sich umwandelten, waren die Ansichten stets verschieden.

Zu den ersten, welche die Umwandlung aus Sedimenten verfochten, gehörten Brochant, Studer, Peter Merian, Boué, Babbage, Keilhau, Lyell, Virlet u. a. Die Umwandlung kann erfolgen: 1. durch hydrochemische Prozesse, 2. durch erhöhte Temperatur, 3. durch Injektion von Eruptivgesteinen in Sedimente, 4. durch Kontaktmetamorphose, 5. durch Dynamometamorphose.

Welches sind nun die Beweise für eine ursprünglich sedimentäre Bildung der kristallinen Schiefer? Der Hauptbeweis, das Vorhandensein von Versteinerungen (Petrefakten), fehlt insofern, als solche im kristallinen Schiefergestein nicht vorkommen, sondern höchstens in den im Komplexe vorhandenen Kalken. Einen Beweis haben wir in den mitunter vorkommenden Konglomeraten, die in der Formation der kristallinen Schiefer eingebettet sind. Andere Beweise sind mehr paläontologischer Natur, aus der Entwickelungsgeschichte des Tierreichs abgeleitet, während wieder das Detailstudium der nordamerikanischen und nordeuropäischen Schieferformationen die Notwendigkeit zeigt, ungeheure mächtige Sedimentformationen vor der cambrischen Zeit anzunehmen.

Die chemische Zusammensetzung der Gesteine der kristallinen Schiefer.

Die Ansicht, daß Gneise, Glimmerschiefer, Eklogite, Amphibolite usw. umgewandelte Gesteine sind, findet eine Stütze in dem

linen Schiefer infolge Einwirkung von heißem oder gar überhitztem Wasser auf mechanische Sedimente als Diagenese. Die einen nahmen bei einer derartigen Entstehungsweise einen chemischen, andere, wie C. W. Gümbel selbst, mechanischen Absatz an. Wir wollen auf diese unwahrscheinlichen Ansichten nicht näher eingehen. Eine weitere, jetzt wenig berücksichtigte aber beachtenswertere Ansicht geht dahin, daß namentlich die Glimmerschiefer aus Detritusmaterial von Graniten und Gneisen entstanden wären; gegen diese ist aber der Einwurf gemacht worden, daß sie dann doch feldspatreicher sein müßten, was aber nicht stichhaltig ist, da ja der Feldspat gegenüber warmem Wasser viel unbeständiger ist als Quarz oder Glimmer; immerhin müßte bei dieser nicht unmöglichen Entstehungsart doch durch Druck eine Umwandlung des ursprünglichen Materials eingetreten sein. Andere Forscher, wie v. Beroldingen, Dana, Rutley, Knop, Reyer haben sie als Tuffe der Granite [1]) oder, was eher denkbar ist, von Trachyten angesehen, doch steht dieser Anschauung der Mineralbestand entgegen, und man müßte gewiß auch hier spätere Umwandlung annehmen. Die Injektion und Migration von Bestandteilen, insbesondere die von französischen Geologen verfochtene „Feldspatisation", setzt Eindringen von Feldspaten aus dem Nebengestein (Granit) durch eine Art von Kontaktmetamorphose voraus. Michel-Lévy, Barrois, Sollas und Sederholm [2]) haben dafür Beispiele erwähnt.

Der Regionalmetamorphismus.

Uralt ist die Lehre, daß eine große Anzahl von Gesteinen der Umwandlung anderer ihre jetzige Ausbildung zu verdanken hat. Bereits 1788 hat Hutton [3]) die Behauptung aufgestellt, daß Gesteine unter dem Druck der auflagernden Sedimente durch das Zentralfeuer umgewandelt werden, ein Teil wird geschmolzen und kommt als Eruptivgestein zu uns, andere werden nur erweicht, und erhalten Schichtung wie die kristallinen Schiefer. Die Anschauung, daß die Gesteine der Schiefergruppe durch Umwandlung entstanden sind, hat sich seither immer mehr entwickelt.

[1]) Wie wir früher sahen, bilden Granite keine Tuffe.

[2]) C. R. du IXme congrès géologique 1904.

[3]) Transact. R. Soc. of Edinburgh 1788.

Biotitgneis mit Wolframsäure ergibt beide Feldspate, Augite, Nephelin, Quarz in sehr kleiner Menge. In einem anderen Falle erhielt er auch bei Zugabe von Kalium- und Calciumfluorid außer den Feldspaten noch Leucit, Augit. Aus Glimmerschiefer bildete sich bei Zugabe von Fluoriden bzw. Vanadaten, Feldspat, Quarz, merkwürdigerweise kein Glimmer, was der Temperatur zugeschrieben wird. Von größerer Wichtigkeit wäre der entgegengesetzte Versuch, aus Eruptivgesteinen oder ihren Bestandteilen durch Druck die Bestandteile des Schiefers darzustellen.

Umwandlung durch Wasser.

Wir wollen nun die verschiedenen möglichen Arten der Umwandlung von Sedimenten oder Eruptivgesteinen näher betrachten. Der hydrochemische oder neptunische Regionalmetamorphismus, die Umkristallisierung der Sedimente durch Zuführung von Mineralsolutionen aus höheren Schichten in tiefere, wobei Druck keine Rolle spielt, wurde namentlich durch G. Bischof verfochten, und sie hat lange der mehr plutonistischen Lehre Lyells die Wage gehalten, doch kam man aus geologischen und chemischen Gründen doch immer mehr zu dem Resultat, daß ohne heißes Wasser, überhaupt ohne Temperaturerhöhung kein Metamorphismus von allgemeiner Bedeutung zu gewärtigen ist, und haben namentlich die früher erwähnten Versuche Daubrées (S. 167) gezeigt, daß im überhitzten Wasser ein gewaltiges umwandelndes Agens gelegen sei. Daß aber die Meinung Daubrées, daß in einem Urmeere derartige Vorgänge möglich seien, unrichtig ist, wurde früher bereits bemerkt.

Der hydrochemischen Umwandlung ohne Zuziehung von Druck- und Temperaturerhöhung, kann daher keine allgemeine Bedeutung zugeschrieben werden, und selbst unter Zuhilfenahme jener Temperaturerhöhung läßt sich eine allgemeine Umwandlung schwer mit den Tatsachen in Einklang bringen; es ist nicht einzusehen, warum dann die paläozoischen Formationen von der Metamorphose unberührt bleiben, auch bemerkt H. Credner mit Recht, daß dann keine streng schichtenmäßige Sonderung chemisch verschiedener Materialien resultieren würde, sondern „wolkig ineinander verschwimmende Gesteine“ hervorgingen; auch kann dadurch gerade die Schieferstruktur nur schwer ihre Erklärung finden,

wenngleich einzelne Mineralbestandteile der Schiefer auf diese Weise entstanden sein können.

Umwandlung durch hohe Temperatur.

Bereits Hutton hat, wie wir sahen, die innere Erdwärme zur Erklärung von Umwandlungsvorgängen herangezogen. Ami Boué war es, welcher im Jahre 1822 dieser Hypothese eine exaktere Form gab: die Glutwärme des Erdinnern und die aufsteigenden heißen Gase verwandeln durch Schmelzung unter Druck die klastischen sedimentären Schiefer in kristalline Schiefer.

Lyell, Herschel, Babbage und Elie de Beaumont waren Anhänger dieser Theorie, wobei namentlich die Ansicht zur Geltung kam, daß durch die Bedeckung mit neuen Sedimenten ältere Sedimente eine Temperaturerhöhung mitmachen sollen. Über die Art und Weise, wie die von Ami Boué angeregte höhere Temperatur zustande kam, sind aber die Ansichten sehr auseinandergehende, die einen, wie C. F. Naumann und v. Cotta, stellen sich vor, daß durch Überlagerung und Bedeckung mit Sedimenten eine erhöhte Temperatur entstanden sei, während andere, wie Lepsius[1]), die doch wahrscheinlichere Ansicht aussprachen, daß durch Einsinken in größere Erdtiefe eine erhöhte Temperatur ermöglicht wird. Man könnte sich diese Umwandlung aber nur in Verbindung mit Wasserdurchtränkung denken. Aber auch die neueren Forschungen schließen sich, obgleich sie sich auch auf die Dynamometamorphose stützen, zum Teil an diese Ansichten an, indem sie Tiefenstufen verschiedener Temperatur annehmen und diese Tiefenstufen, in denen die Umwandlung sehr verschiedene Grade erzielt, spielen in den Arbeiten von van Hise, Becke, Berwerth und Grubenmann eine bedeutende Rolle, nachdem schon in anderer Hinsicht bezüglich des Druckes allein Heim zwei Tiefenstufen unterschieden hatte (vgl. S. 207).

Die Injektionshypothese.

Nach einer anderen, namentlich von französischen Geologen verfochtenen Ansicht ist besonders der Gneis aus Glimmerschiefer, durch Injektion von Granitmagma zwischen die Schichtungs- und

[1]) Geologie von Attika. Berlin 1893.

Schieferungsebenen entstanden, eine Ansicht, welche schon in den fünfziger Jahren von Fournet und Durocher verfochten wurde, in neuerer Zeit ist sie namentlich von Barrois, Michel-Lévy, Duparc, Joh. Lehmann und Sederholm unterstützt worden und auch Weinschenk glaubt in den Tiroler Zentralalpen die Einwirkung injizierter Gneise in der Schieferhülle zu erkennen. Es ist nun immerhin wahrscheinlich, daß, wie Weinschenk (jedoch in etwas veränderter Weise, wie die oben genannten Autoren) es meinte, durch Injektion eines Granitmagmas in die Schichtfugen kristalline Schiefer entstehen konnten, wie z. B. nach ihm die Cordieritgneise des bayerischen Waldes durch Granit injizierte Schiefer am Kontakt mit normalen granitischen Gesteinen sind, und wird man die Möglichkeit der Entstehung von Schiefern auf diese Weise nicht verkennen dürfen.

Nach Weinschenk sind die zentralalpinen Gneise in der Hauptsache granitische Gesteine, welche sowohl durch ihre Nebengemengteile als auch durch ihre Struktur von den normalen Graniten sich unterscheiden, sie befinden sich im Kontakt mit einer Schieferhülle, bei denen die normalen Kontaktmineralien zumeist fehlen; die Kristallinität der Schiefer wird mit der Entfernung vom Schieferkontakt geringer. Viele Gesteine der Schieferhülle zeigen keine Spur von mechanischer Beeinflussung; die petrographischen Erscheinungen der kristallinen Schiefer weisen nach diesem Autor auf einen Zusammenhang zwischen Entstehung des Zentralgranits und der von diesem ausgehenden Umwandlung des Nebengesteins. Demnach betrachtet er die kristalline Beschaffenheit der Schieferhülle als eine Folge des Ausbruches der alpinen Eruptivgesteine, hervorgebracht durch „Piëzokristallisation" infolge der Erschütterung, welche die gebirgsbildenden Prozesse mit sich bringen.

Michel-Lévy, Barrois, Lacroix, welche eifrige Anhänger der Injektionstheorie sind, nehmen namentlich Wirkungen von Mineralisatoren an.

Auch Mrazec ist der Ansicht, daß die „Gneisifikation" der Glimmerschiefer durch magmatische Injektion zustande gekommen ist. Sederholm[1]) macht darauf aufmerksam, daß unter den

---

[1]) Bulletin com. géol. de Finlande, 1899, Nr. 6, S. 287. C. R. du congrès géol. Vienne 1904, p. 623.

archäischen Schiefern Finlands auch viele solche sich finden, welchen durch die Einmengung von Granit eine gneisartige Beschaffenheit verliehen wurde; sie zeigen Strukturformen und Mineralbestand, die von denen umgewandelter Sedimente abweichen, es sind dies die sogenannten Adergneise; hier hat eine Injektion von granitischem Magma und eine mehr oder weniger vollständige Verquickung desselben mit dem Sedimentmaterial stattgefunden. Bei diesen geschichteten Formationen wäre nach diesem Autor anzunehmen, daß sie sich in sehr tiefer Erdrinde befunden haben, wo Temperatur und Druck derart waren, daß das granitische Magma nur sehr langsam erstarrte. Was den Umwandlungsprozeß anbelangt, so würde er im Anfangsstadium zumeist in einer Zerteilung von größeren Quarzkörnern in kleinere rundliche Körner bestehen, nebenbei kommt auch Neubildung der anderen Granitbestandteile vor, in vorgeschrittenerem Stadium treten reichliche Neubildungen von Biotit, Quarz, Feldspat auf; solche Gesteine bestehen aus einem Gemenge von Glimmerschiefermaterial und darin injiziertem Granit. Die archäischen Schiefer sind dabei mit Graniten so innig vermischt worden, daß Sediment- und Eruptivgestein „wolkig ineinander verschwimmen“.

Duparc und Mrazec untersuchten die Schiefer des Montblanc, und erklärten den Feldspatgehalt der Amphibolite dieses Gebirges durch Injektion von granitischen Gängen (Protogin). Durch diese wurden quarzhaltige, diorit- und syenitähnliche Gesteine mit bis 61 Proz. Kieselsäure erzeugt, was auf Quarzinjektion, welche ja durch Kieselsäurelösungen nicht unmöglich wäre, zurückzuführen ist, doch wäre hier eine Injektion durch syenitisches oder dioritisches Magma im Sinne Weinschenks wahrscheinlicher.

Es ist daher bezüglich der Injektion die von vielen Autoren verfochtene Anreicherung an Feldspat zwar an manchen Stellen nicht zu leugnen, aber die näheren Details, wie eine solche „Feldspatisation“ der Schiefer zustande kam, sind uns unbekannt, der ganze Mechanismus ist schwer begreiflich. Am leichtesten können wir uns dieses noch durch oft auftretende kleine Aplit- und Granitgänge denken, es entstehen granitinjizierte Schiefer.

J. Lehmann hat für eine besondere Gesteinsvarietät, den Gneisglimmerschiefer, die Injektion eines Granits in Glimmerschiefer wahrscheinlich gemacht. In den niederen Tauern (nörd-

lich von Murau) beobachtete ich an der Grenze von Gneisgranit und Glimmerschiefer häufig eine Zone von Gneisglimmerschiefern, welche möglicherweise auf die hier besprochene Art entstanden sein könnten.

Die Dynamometamorphose.

Unter den verschiedenen Theorien, welche zur Erklärung der Bildung kristalliner Schiefer herangezogen werden, hat heute am meisten Anhänger die der Entstehung dieser Gesteine aus Sedimenten und Eruptivgesteinen durch die Dynamometamorphose, der Umwandlung durch gebirgsbildende Kräfte. Man muß sich zwar sagen, daß manche gewaltige Gründe gegen eine allgemeine Anwendung der Dynamometamorphose sprechen, aber es kann doch nicht geleugnet werden, daß unter allen einschlägigen Hypothesen diese in ihrer jetzigen Ausgestaltung in vielen Fällen vielleicht am ehesten Berechtigung besitzt, und daß, wenn sie auch nicht ganz allgemein Anwendung finden kann, doch in gewissen Fällen auf realer Basis aufgebaut ist. Was wohl zur Bevorzugung dieser Theorie beigetragen hat, ist auch der Umstand, daß die Details des Vorganges viel genauer untersucht sind und auch vom physikalischen und chemischen Gesichtspunkte viel klarer vorliegen, als bei den anderen Theorien, bei denen wir über die Vorgänge uns gegenwärtig nur ein allgemeines, vielfach verschwommenes Bild machen können.

Lossen war wohl der erste, welcher zeigte, daß bei der Umwandlung von Sedimenten in Schiefer auch die gebirgsbildenden Kräfte, der Druck im Verein mit Wasser und Temperaturerhöhung heranzuziehen seien; während er annimmt, daß infolge gebirgsbildender Prozesse die Umwandlung auf nassem Wege durch Umkristallisation sich vollzieht, nimmt Renard[1]) auf Grund der Springschen Experimente nur den Druck als maßgebenden Faktor an. Gosselet[2]) zieht aber nach dem Vorbilde von Daubrée das überhitzte Wasser zur Umwandlung herbei, Heim[3]) und Baltzer[4]) ziehen wesentlich dynamische Kräfte

[1]) Siehe Lepsius, Geologie von Attika, S. 181.
[2]) Mém. carte géologique de la France. Paris 1888.
[3]) Mechanismus der Gebirgsbildung 2, 97. Basel 1878.
[4]) Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Bern 1880.

heran, und ersterer schloß sogar die Mitwirkung von Wasser aus. Dagegen betont bereits Lepsius [1]), daß es sich nicht um Umwandlung durch mechanischen Gebirgsdruck allein handelt, sondern daß die Dynamometamorphose durch vier Faktoren beeinflußt wird, von welchen keiner fehlen darf: Wasser, Wärme, Druck und Zeit in inniger Verbindung. Daraus geht schon hervor, daß ein reiner Dynamometamorphismus, bei welchem der Druck allein maßgebend wäre, kaum mehr Gültigkeit beanspruchen kann, und wie wir sehen werden, dürfte die Temperatur dabei auch eine gewichtige Rolle spielen. Der Name Dynamometamorphose ist also streng genommen überhaupt nicht mehr richtig.

Wie stellt sich nun das Hauptprinzip der Geologie, der Aktualismus, zur Frage der Dynamometamorphose? Tatsächlich kennen wir nur zweierlei Wege, auf dem eine direkte Bildung von Gesteinen vor unseren Augen zustande kommt, die Sedimentbildung durch chemischen oder mechanischen Absatz und die Bildung der Laven, auch die Kontaktbildungen könnten vielleicht zum Teil noch als solche gelten, von deren Entstehung wir uns in einigen Fällen überzeugen können, dagegen haben wir nirgends eine Umwandlung von Sedimenten oder Eruptivgesteinen in kristalline Schiefer gesehen, daraus ist aber vom Standpunkte des Aktualismus die dynamometamorphe Lehre nicht zu verwerfen, denn die Anhänger dieser schließen gerade aus dem Fehlen der heutigen Bildung der kristallinen Schiefer, daß diese aus jenen vor unseren Augen entstandenen Gebilde im Laufe der Zeiten entstanden sind.

Stellung des Experimentes zur Dynamometamorphose. Das Experiment, welches bei der Theorie der aus Schmelzfluß entstehenden Gesteine von so großer Wichtigkeit ist, und dem ich, vielleicht im Gegensatz zu manchen Forschern, eine hohe Bedeutung beilege, die durch geologische Beobachtungen oder durch mikroskopische Untersuchungen nicht ersetzt werden kann, läßt uns hier im Stiche, denn eine Umwandlung, etwa eines Sedimentes oder eines Eruptivgesteins durch Druck in einen kristallinen Schiefer, ist bisher nicht gelungen. Aber es darf nicht vergessen werden, daß enorme experimentelle Schwierig-

[1]) l. c. S. 194.

keiten vorliegen, und daß daher aus den bisherigen negativen Resultaten nicht unbedingt auf eine Unmöglichkeit des Gelingens der Aufgabe zu schließen ist. Es fehlt aber nicht gänzlich an Experimenten, die, wenn auch nur indirekt, zur Lösung der einschlägigen Fragen beitragen können; doch sind direkte Umwandlungsversuche wohl wegen der erwähnten Schwierigkeiten nicht angestellt worden.

Chemische Reaktionen im Festen[1]).

Die Anwendung der Dynamometamorphose beruhte anfangs vorwiegend auf den berühmten Versuchen von Spring, welcher die Ansicht verfocht, daß im festen Zustande durch hohen Druck chemische Reaktionen möglich sind. Es war ihm gelungen, bei einem Druck von 5000 Atm. ein trockenes Gemenge von Schwefelpulver und Kupferspänen in kristallisierten Kupferglanz, Cu_2S, umzuwandeln. Dagegen waren andere Versuche, die viel eher heranzuziehen wären, nicht gelungen, und jener Versuch, sowie der der Herstellung von HgJ_2 sollen nach Spezia[2]) ohne Druckerhöhung zustande kommen.

Aber gerade die Substanzen, die hier in Betracht kommen, versagten bei den Springschen Versuchen: Glas, Kieselsäure. Während für eine chemische Reaktion im Festen der Versuch, bei welchem aus

$$BaCO_3 + Na_2SO_4$$

Baryt, $BaSO_4$, entstand, sowie der entgegengesetzte, bei dem $BaCO_3$ entstand, als Beleg angeführt werden, ist andererseits der Einwand möglich, daß es sich hier nicht um ganz wasserfreie Substanzen handelt, daher sehr konzentrierte Lösungen vorlagen, der Druck jedoch nur beschleunigend wirkt, und viele negative Resultate zeigen, daß durch Druck allein Reaktionen im Festen nicht möglich sind. Besonders wichtig für uns war folgender negativer Versuch Springs[3]): Kreide (bzw. Calciumkarbonat) und Kieselsäure wurden einem Drucke von 20000 Atm.

---

[1]) Siehe auch die Literatur in O. Lehmann, Flüssige Kristalle. Leipzig 1904. Siehe auch C. Doelter, Phys.-chem. Mineral., S. 162.

[2]) Atti R. Acc. di Torino **31**, 943.

[3]) Bull. Acad. de Belgique **49** (1880); Zeitschr. f. phys. Chemie **2**, 532 (1888).

unterworfen, ohne daß eine Änderung eintrat, der Wollastonit der Schiefergesteine kann also nicht durch Druck allein entstanden sein, denn die genannten Substanzen reagieren nicht ohne Flüssigkeit.

Sehr fraglich ist es also, ob reine Druckwirkung eine Umwandlung herbeiführen kann, am ehesten ist dies denkbar bei einer Paramorphose, bei einer Umwandlung eines Minerals in eine polymorphe Phase ohne Veränderung von Substanz, und solche sind z. B. bei den verschiedenen Kristallarten der kieselsauren Tonerde wahrscheinlich, oder bei Umwandlung von Augit in Hornblende, von Kohle in Graphit, weil bekanntlich bei polymorphen Körpern der Verwandlungspunkt sich mit dem Druck ändert. Es ist aber nicht wahrscheinlich, daß komplizierte Reaktionen ohne Zuhilfenahme von Wasser eintreten können, ebenso ist zu vermuten, daß überhaupt bei der Dynamometamorphose die kleinen Mengen von Wasser von Wichtigkeit sind, und daß auch die Löslichkeitserhöhung durch Pressung eine Rolle spielte, wie wir nachher sehen werden. Demnach können wir höchstens annehmen, daß durch Druck manchmal gewisse Reaktionen beschleunigt werden, aber Druck allein wird namentlich in festen Körpern keine Reaktion, wenigstens bei denjenigen Körpern, um welche es sich hier handelt, erzeugen, und in manchen Fällen erscheint sogar der Druck nicht einmal die Reaktionen merklich zu beschleunigen.

Die Plastizität der Gesteine.

A. Heim[1]) hat zuerst die Ansicht ausgesprochen, daß unter dem hohen Drucke der überlastenden Schichten eine gewisse Plastizität eintrete, wodurch derart belastete Gesteine durch Druck umgewandelt werden, und daß bei einem bestimmten Drucke bruchlose Umformung möglich sei. Er unterschied im gefalteten Gebirge zwei Stufen, eine tiefere, der bruchlosen Umformung, und eine obere, die Umformung mit Bruch. Versuche bezüglich der Plastizität der Metalle hatte 1868 Tresca angestellt, und gezeigt, daß ebenso wie Eis die Metalle unter hohem Druck

[1]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

fließen können. Auch G. Tammann hat neuerdings derartige Versuche gemacht, aber bei diesen zeigt sich doch, daß Erhöhung der Temperatur die Plastizität sehr stark steigert. Pfaff hatte übrigens die Heimsche Ansicht bezüglich der Plastizität nicht bestätigen können. O. Lehmann[1]) sieht in den Translationen einen Beweis der Plastizität der Kristalle.

Was zeigen nun die Versuche an Mineralien? Die ausgedehnten Druckversuche von Adams und Nicholson[2]) an Marmor ergaben bei gewöhnlicher Temperatur kein Resultat, erst bei Temperaturerhöhung auf 270 bis 352° zeigte sich Strukturänderung mit Zwillingsbildung. Auch Rinne[3]) erhielt keine Plastizität bei Marmor, wohl aber bei Steinsalz, man erhält bei Kalkspat nur durch Translationen oder Gleiten Veränderungen. Ganz anders verhält sich Quarz, hier tritt einfach Zertrümmerung ein, und Mügge erhielt bei anderen Mineralien, wie Diopsid, ähnliches. Man muß also immerhin aus den Versuchen den Schluß ziehen, daß Druck bei Silikaten mehr zertrümmernd wirkt. van Hise und Hoskins[4]) nehmen dagegen ohne weiteres bei 10 km Tiefe plastischen Zustand an, in einer solchen Tiefe können sich dann keine Spalten mehr bilden; ich halte dies jedoch für durchaus unbewiesen und glaube, daß Plastizität nur bei weit höherem Druck und unbedingt nur bei hoher Temperatur zustande kommt, für die Bildung der kristallinen Schiefer wird daher die Plastizität durch Druck allein nicht in Frage kommen. Plastizität muß bei höherem Druck nicht absolut eintreten, und gerade ein plastischer Quarz ohne Lösung ist im höchsten Grade unwahrscheinlich. Plastizität erfordert jedenfalls, wenn wir darunter allgemeine Plastizität sämtlicher Bestandteile verstehen, enorme Drucke, die denjenigen der Sedimentschichten (etwa 35 km) überschreiten würden, sie erfordert aber auch erhöhte Temperatur. Daher suchen gerade eifrige Verfechter der Dynamometamorphose, wie Becke und Grubenmann, ihre Ansicht weniger durch allgemeine Plastizität als durch die einzelner Bestandteile bei Gegenwart von Wasser zu stützen.

---

[1]) Flüssige Kristalle, S. 15.
[2]) Phil. Trans. of R. Soc. 1901, p. 195, 363.
[3]) N. J. f. Mineral. (1904) **1**, 114.
[4]) Sixteenth Ann. Report U. S. geol. Survey 1896.

Nach der Theorie der bruchlosen Faltung tritt Plastizität dann ein, wenn Gebirgsteile einem langsam wirkenden tangentialen Drucke, bei welchem ein Ausweichen möglich ist, unterworfen sind, aber durch die mikroskopische Untersuchung sowohl wie durch die Versuche bezüglich der Plastizität wird gezeigt, daß die Theorie wenigstens in ihrer ursprünglichen Ausdehnung nicht aufrecht erhalten werden kann, denn wie wir aus den Versuchen wissen, besitzen die verschiedenen Mineralien bzw. Gesteine gegenüber der Pressung ein sehr verschiedenes Verhalten, und es genügt, auf das untereinander abweichende Verhalten von Quarz, Feldspat, Calcit, Ton, Steinsalz [1]) und Glimmer hinzuweisen.

Es ist wohl keinem Zweifel unterworfen, daß Ton oder Tonschiefer leichter unter höherem Druck plastisch werden und auch für Mergel dürfte dies noch richtig sein, bei Kalkstein ist zur vollkommenen Plastizität schon Temperaturerhöhung notwendig, während es mehr als zweifelhaft ist, daß Quarz und Feldspat, Augit, oder z. B. Gneis und ähnliche Gesteine, je ganz plastisch waren (mit Ausnahme des Temperaturgebietes in der Nähe des Schmelzpunktes). Weinschenk (l. c. S. 134) wendet sich daher gegen die Ansicht, daß die Quarzkörner des Sandsteins unter den Einwirkungen von Zug und Druck eine innere homogene Deformation erleiden können, ohne daß gleichzeitig Zertrümmerung eintreten würde. Dies wird allerdings von Milch bestritten [2]). Zur Plastizität ist aber Gegenwart von Lösung nötig. Auch Tammann [3]) zeigt, daß die Plastizität nur mit steigender Temperatur wächst und in der Nähe der Schmelzkurve hohe Beträge erreicht. Man darf daher meiner Ansicht nach ohne Temperaturerhöhung bei den meisten Silikaten keine Plastizität bei hohem Drucke annehmen, diese kann sich erst bei hohen Temperaturen, also in sehr beträchtlicher Tiefe, und nicht etwa in einer solchen von 10 bis 20 km zeigen. Die Erscheinungen, welche für Plastizität sprechen, deuten eher darauf hin, daß einzelne Gemengteile durch Lösung bei hohem Druck eine scheinbare Plastizität hervorrufen. Quarz wird wohl unter den gegebenen Verhältnissen niemals plastisch werden, außer in seiner Lösung. Es kann ein Gestein, wie

---

[1]) Fr. Auerbach, Pogg. Ann. N.F. **45**, 288 (1892).
[2]) Centralbl. f. Mineral. 1904, S. 181 u. 212.
[3]) Kristallisieren und Schmelzen, S. 163.

der Itakolumit, infolge der Anordnung seiner Quarzkörner, eine gewisse Biegsamkeit zeigen, ohne daß der Quarz biegsam wäre.

Der Gebirgsdruck. Bei der Erörterung der Einwirkung des Druckes können wir leicht in das Gebiet der Hypothese gelangen, und hier ist Einschränkung notwendig, wenn wir den realen Boden nicht verlassen wollen, denn nirgends ist vielleicht in der Geologie durch theoretisierende Verallgemeinerung einzelner Erscheinungen so gesündigt worden, wie hier. Noch vor nicht langer Zeit gab es in der Geologie zwei Faktoren, welche für alles Unerklärte herangezogen wurden: Druck und Zeit. Wo eine Reaktion im Laboratorium immer und absolut mißlang, war man dabei, den Mangel an Zeit als Entschuldigung heranzuziehen. Es ist sicher, daß eine Reaktion, die in 48 Stunden nur Kristalle von etwa 0,001 mm gibt, die also kaum sichtbar sind, in 100 000 Jahren recht große erzeugen wird, aber es muß sich dann doch auch in kürzerer Zeit wenigstens eine Spur einer Reaktion ergeben haben, um diesen Schluß ziehen zu können.

Der Einfluß der Zeit ist erstens der, daß eine Reaktion, welche in sehr kurzer Spanne kaum merklich ist, nach vielen Jahren deutliche Resultate gibt. Ein weiterer Einfluß ist der, den van 't Hoff gezeigt hat bei der Bildung der Salzlagerstätten; wegen zu kurzer Zeit werden Übersättigungen sehr langsam aufgehoben und es wird oft Körper geben, deren Bildung man wegen ihres Ausbleibens höheren Temperaturen zuzuschreiben geneigt wäre, die aber in langen Zeiträumen auch bei niederen Temperaturen auftreten. Man erhält oft keine Kristalle bei raschen Reaktionen, außer bei gleichzeitiger Temperaturerhöhung, während bei jahrelanger andauernder Einwirkung sie sich hier auch ohne die Erhöhung der Temperatur bilden. Die Zeit ersetzt daher in der Natur oft eine geringe Temperaturerhöhung, oder umgekehrt, durch eine gewisse Temperaturerhöhung können wir zum Teil die Zeit ersetzen, was für Laboratoriumsversuche von Wichtigkeit ist. Langsam wirkende verdünnte Lösungen geben oft einen kristallinischen Niederschlag, während dieselben bei rascher Reaktion amorphe Produkte erzeugen.

Dem Drucke wurde früher ein ganz bedeutender Einfluß auf die Löslichkeit und die Bildung der Mineralien zugeschrieben. Man glaubte die Bildung mancher Mineralien, die experimentell nicht herzustellen sind, nur bei hohem Drucke für möglich zu er-

achten [1]). Es erwies sich aber bald die geheimnisvolle Kraft des Druckes als sehr zweifelhaft, und auch die so wichtigen Experimente Springs erscheinen jetzt doch in etwas anderem Lichte. Die unzweifelhaften Wirkungen des Druckes sind besonders Verschiebung des Umwandlungspunktes polymorpher Kristallarten, und dies könnte bei Augit und Hornblende, Quarz-Tridymit, Sillimanit-Andalusit usw. in Betracht kommen. Daß eine chemische Reaktion im Festen ohne Zutritt von Wasser unwahrscheinlich ist, sahen wir früher; eine Ausnahme davon, welche sich auf einfache Verbindung von Metallen oder auf Bildung von Schwefelmetallen bezieht, dürfte nach den Experimenten von Spring denkbar sein, aber man darf daraus nicht schließen, daß Druck allein etwa in Schiefergesteinen Neuverbindungen ermöglichen könnte.

Einfluß des Druckes auf die Löslichkeit von Mineralien. Eine Reihe von Experimenten von Sorby, Pfaff und Spezia hat gezeigt, daß gerade bei den hier in Betracht kommenden Mineralien durch Druck die Löslichkeit zwar etwas erhöht wird, aber doch nur in sehr geringem Maße. Besonders Spezia hat gezeigt, daß ein Druck von vielen Atmosphären nur geringe Löslichkeitserhöhung mit sich bringt. Allerdings hat Viola bemerkt, daß Spezia Quarzkristalle und nicht feinstes Pulver anwandte, und daß bei Anwendung des letzteren die Löslichkeit höher gegangen wäre; dies ist bis zu einer gewissen Grenze richtig. Spezia hat von Quarz eine sogenannte normalgesättigte Lösung hergestellt [2]) und diese hat eine etwas andere Konzentration, aber gerade für das geologische Experiment sind die Versuche Spezias von Wichtigkeit, sie zeigen, daß Druck im Gegensatz zur Temperatur nur geringen Einfluß hat. Ohne Temperaturerhöhung hat gewöhnlicher Druck nach Versuchen von G. Spezia und von F. Pfaff keine bedeutende Löslichkeitserhöhung zur Folge, und speziell die hier in Betracht kommenden Mineralien Quarz und Orthoklas zeigen bei 1375 Atm. eine kaum merkliche Löslichkeitserhöhung. Anders verhält sich die Sache, wenn man Verbindungen in Gegenwart ihrer gesättigten

---

[1]) Vgl. Morozewicz, Tschermaks Min.-petr. Mitt. **18** (1899).

[2]) Hullet, Zeitschr. f. phys. Chem. **37**, 385 (1901). Vgl. C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, S. 215.

Lösungen einem hohen Drucke unterwirft, wie es Le Chatelier tat; es gelang ihm, Chlornatrium und Natriumnitrat zu festen marmorähnlichen Massen zusammenzupressen, und man kann vielleicht diesen Versuch auf die Bildung von Marmor und Quarzit anwenden.

G. Spezia hat neuerdings Einwendungen gegen die vielfach verbreitete und namentlich bei der Lehre vom Metamorphismus angewandte Hypothese gemacht, nach welcher Druckvergrößerung die Löslichkeit erhöht, dagegen Druckverminderung Kristallisation bewirkt. Nach den theoretischen Darlegungen von H. W. Roozeboom[1]) hängt die Löslichkeitszunahme von verschiedenen Faktoren, namentlich von der Konzentration ab, und sind Fälle möglich, bei welchen Druckverminderung die Löslichkeit erhöht, bei verdünnten wässerigen Lösungen dürfte dies aber nicht zutreffen. G. Spezia[2]) hat neuerliche Versuche der Lösung von Quarzkriställchen und Neubildung solcher aus Natronsilikatlösung ausgeführt, er glaubt, daß Druckverminderung nicht die Kristallisation begünstigt; in einer zweiten Arbeit wendet sich Spezia[3]) dagegen, daß Druck allein chemische Reaktionen veranlassen kann.

Jedenfalls wird man mit Recht behaupten, daß bei der Kristallisation der Druck gegenüber der Temperatur doch mehr eine sekundäre Rolle spielt, und ebenso bei der Auflösung. Sehr wichtig ist bei der Lösung die größere oder geringere Korngröße, wie der Vergleich der Versuche von Pfaff und von Spezia zeigt. Bei sehr geringer Korngröße, die aber für den Metamorphismus weniger in Frage kommt, ist natürlich die Löslichkeit eine beträchtlich größere. Die Löslichkeit bei einseitigem Druck ist noch nicht experimentell versucht.

Einseitiger Druck (Streß, Pressung).

Die Frage, welche nun noch zu lösen ist, ist die, ob einseitiger Druck in der Natur überhaupt vorkommt; man kann aber kaum annehmen, daß das ganz allgemein der Fall ist, denn

---

[1]) Heterogene Gleichgewichte II. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1904.

[2]) Atti R. Acc. d. Sc. Torino 1905.

[3]) Ebenda 40, 16 (1905).

einseitiger Druck verwandelt sich bald in allseitigen. Bei Dislokationen kann einseitiger Druck aber eintreten. van Hise schreibt dem einseitigen Druck, den er als „Streß“ bezeichnet, große Bedeutung zu, dieser Ausdruck wird mit Pressung übersetzt. Dadurch entsteht andererseits etwas Unklarheit in den Begriffen, da der physikalische Chemiker [1]) unter Pressung den Druck auf eine feste Phase in Gegenwart einer flüssigen, wie bei einer Weinpresse versteht. Nach van Hise entsteht „Streß“ dort, wo eine Richtung geringsten Widerstandes vorhanden ist, so daß nach jener Seite ein Ausweichen möglich ist und Massenbewegung erfolgen kann [2]). Die Arbeit des Streß äußert sich in der Erzeugung von Temperaturerhöhung durch Reibung, in der mechanischen Umformung der Gesteine, in der Anregung und Begünstigung der chemischen und mineralischen Gesteinsumformung. Die mechanische Umformung wird nach Becke [3]) und Grubenmann erfolgen, wenn die Möglichkeit zu seitlichem Ausweichen sehr groß, wenig Lösungsmittel da ist und niedrige Temperatur vorherrscht. Es können geringe Umformungen eintreten, ohne daß das Mineral seinen Kohäsionszusammenhang verliert, oder auch Zertrümmerung, Zermalmung (Kataklase) erfolgen, in letzterem Falle entwickelt sich Schieferung durch Kataklase.

Bei der chemisch-mineralogischen Umformung kann man entweder von der theoretischen Betrachtung Rieckes, der Schmelzpunktsherabsetzung und Löslichkeitsvermehrung durch einseitigen Druck und Zug in bestimmten Richtungen, oder von den Experimenten Le Chateliers und der theoretischen Betrachtung Ostwalds ausgehen [4]). In beiden Fällen kommt man zu dem Resultat, daß durch einseitigen Zug und Druck oder durch Pressung (nach Ostwald) sowohl der Schmelzpunkt herabgesetzt wird, als auch die Löslichkeit der festen Phase vermehrt wird,

---

[1]) Vgl. W. Ostwald, Allgem. Chemie **2**, 2. Aufl., S. 378; C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, S. 160.

[2]) U. Grubenmann, Kristalline Schiefer, S. 40. Berlin 1904.

[3]) Denkschriften d. Wien. Akad. d. Wissenschaften 1903.

[4]) Siehe die Literatur in C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie und vgl. insbesondere Ostwald, Allg. Chemie **2**, 2. Aufl., S. 378; Bakhuis-Roozeboom, Heterogene Gleichgewichte **1**, S. 215. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1901.

dadurch können dann Reaktionen erleichtert werden, in der Natur aber wohl nur dann, wenn gleichzeitig Temperaturerhöhung eintritt.

Nach den Ausführungen von Riecke ermäßigt sich unter einseitigem Druck und Zug bei Kristallen auch der Schmelzpunkt. Ferner wissen wir, daß, wenn ein fester Körper zusammen mit einer Flüssigkeit einem Druck unterworfen wird, wenn er also wie in einer Weinpresse gepreßt wird, der Schmelzpunkt erniedrigt wird [1]), endlich wird, und das ist das Wichtigste, die Löslichkeit erhöht. Diese Löslichkeitserhöhung würde nun auch in der Richtung des Druckes und Zuges größer sein als in anderen, und daraus schließt Becke, daß diese Löslichkeitserhöhung nach verschiedenen Richtungen auch zur Textur der Schiefergesteine beigetragen hat, es könnte also an einigen Stellen des Gesteins Lösung, an anderen Absatz je nach der Druckrichtung stattfinden. Es darf aber nicht vergessen werden, daß die theoretischen Auseinandersetzungen von Riecke bezüglich der quantitativen Größe der Schmelzpunkterniedrigung und der Löslichkeitserhöhung uns nicht näher Aufschluß geben, und daß diese vielleicht sehr gering ist. So lange keine verläßlichen Daten bezüglich des wirklichen Effektes vorliegen, werden wir in ihrer Anwendung vorsichtig sein müssen [2]). Durch die Versuche von Le Chatelier wissen wir aber, daß sie für Wasser ja richtig sind und auch z. B. bei einer Mischung von Chlornatrium und Natriumnitrat sich bestätigen. Auch für Marmor wäre eine Anwendung denkbar, bei Quarz können wir eine solche nur vom theoretischen Gesichtspunkte vermuten. Spezia macht auch den Einwand, daß ohne-

---

[1]) Vgl. Ostwald, Allgem. Chemie 2, 378.

[2]) Bezüglich der Rieckeschen Berechnung sagt O. Lehmann: Beobachtet sind derartige Umwandlungserscheinungen bis jetzt nicht, falls also die Wirkung überhaupt eintritt, kann sie nur eine so minimale sein, daß sich hierdurch der Unterschied der Löslichkeit kristallisierter und amorpher Körper nicht erklären läßt. (Flüssige Kristalle, S. 220.) Ferner ist zu beachten, daß sich der Rieckesche Satz nur auf Kristalle bezieht, nicht etwa auf ein gemengtes Gestein. Ich halte zwar die Versuche von Le Chatelier für wichtig, glaube aber, daß, so lange die Wirkung des Rieckeschen Satzes nicht näher experimentell erforscht ist, bezüglich seines quantitativen Einflusses noch eine gewisse Unsicherheit herrscht, obgleich er ja manches erklären dürfte.

hin die Löslichkeit in verschiedenen Richtungen, z. B. bei Quarz, eine sehr verschiedene ist, und daß, wenn Quarze in verschiedenen Richtungen vorhanden sind, der Effekt des Zuges in bestimmten Richtungen dadurch wieder aufgehoben würde. Besonders würde aber das Verhalten des Glimmers in bezug auf einseitigen Druck interessieren, wobei auch wieder von Wichtigkeit wäre, ob die Wachstumsgeschwindigkeit nach der Basis größer ist, als senkrecht dazu. Bei Glimmern und ähnlichen Mineralien ist ja die Anordnung eine parallele, hier wären Experimentaluntersuchungen am Platze.

Zusammenhang der Metamorphose mit der Dislokation.

Eine wichtige Frage, welche die neueren Ansichten bezüglich des Metamorphismus beherrscht, ist nun die, ob in der Natur der einseitige Druck oder Zug, wie ihn der Rieckesche Satz verlangt, zustande kommt. Daß einseitiger Zug nur ausnahmsweise und lokal zustande kommt, dürfte anerkannt sein. Ob die Wirkung des „Streß“ eine allgemeine ist, ist auch zweifelhaft, dazu sind jedenfalls Dislokationen notwendig, denn ohne dieselben ist einseitiger Druck doch schwer möglich; nun ist wohl der Einfluß des einseitigen Druckes auf die Bildung kristalliner Schiefer schon deshalb nicht zu leugnen, weil in stark dislozierten Gegenden die Umwandlung oft sehr stark ist, aber es gibt ja auch nichtdislozierte Gebirgsmassive mit kristallinen Schiefern, und andererseits zeigen oft stark gefaltete, gestörte Schichten keinen Metamorphismus.

Milch [1]) unterscheidet zweierlei Druckwirkungen. Er macht darauf aufmerksam, daß Dislokation nicht unbedingt für die Metamorphose notwendig sei, denn je tiefer ein Gestein in die Erdrinde eindringt, destomehr wird es verändert, aber jedenfalls werden wir das Einsinken in tiefere Schichten auch mit Dislokationen in Zusammenhang bringen müssen. Milch unterscheidet Belastungs- und Dislokationsmetamorphismus. Bei dem ersten ist der Druck anfangs schwach und wächst langsam, wodurch den Eruptivgesteinen ähnliche Gneise entstehen, doch ist die Ähnlichkeit eine äußere, da ja die Gesetzmäßigkeit in der

[1]) N. J. f. Mineral., Geol. usw., Beil.-Band 9, 101.

Altersfolge der Bestandteile fehlt. Dagegen setzt bei Dislokationsmetamorphismus der Druck plötzlich ein, wirkt aber im Laufe der Zeit mit verschiedener Intensität und in verschiedener Richtung. Bei Belastungsmetamorphismus sind die Bedingungen gegeben, die zur Ausscheidung größerer Kristalle führen, dadurch entstehen Gneise, die oft Eruptivgesteinen ähnlich sind. Die zweite Art der Metamorphose bewirkt häufig dünnblätterige, glimmerreiche Schiefer, insbesondere finden die Sprödglimmer die günstigsten Bildungsbedingungen. Beide Arten des Regionalmetamorphismus sind aber nach Milch durch Übergänge miteinander verbunden. Jedenfalls wird man mit Recht den langsam wirkenden statischen Druck von dem mehr plötzlich wirkenden dynamischen zu unterscheiden haben.

Dort, wo Überschiebungen stattfinden, wo starke Störungen vorliegen, wird sich die Metamorphose eher zeigen, hier ist die Gelegenheit zum eigentlichen Ausweichen vorhanden, und es kann nach van Hise einseitig gerichteter Druck, „Streß“, eintreten. Nach Grubenmann[1]) wird in großen Tiefen, wo das Überlastende die Möglichkeit des Ausweichens beeinträchtigt, wenig Streßwirkung und eher die gewöhnliche Druckwirkung eintreten. Streß kann mechanische Umformung bewirken, sie äußert sich durch Verschiebungen unter Benutzung von Gleitflächen, Erzeugung von Druckwirkungen usw. Eine der Hauptwirkungen dieses Streß wird jedenfalls eine zertrümmernde sein; eine andere Frage ist aber jene, ob dadurch Neubildungen, chemische Reaktionen entstehen können. Es ist schwer eine solche Wirkung zu beweisen, außer jener, welche durch die Löslichkeitserhöhung bewirkt wird, und zum Teil auch durch den Einfluß mechanischer Einwirkung; verständlich wird eine derartige chemisch-mineralogische Umformung doch erst, wenn man Temperaturerhöhung zuzieht.

Der Druck, sei es statischer oder dynamischer, wirkt also jedenfalls zum Teil zertrümmernd, andererseits wird besonders der letztere auf die Löslichkeit Einfluß nehmen, und Becke und Grubenmann betonen namentlich, daß an Stellen stärkeren Druckes die Löslichkeit sich erhöht, an anderen schwächeren Druckes die gelösten Teile sich wieder absetzen können. Nimmt

[1]) Grubenmann, l. c. S. 41.

man daher ungleichförmigen Druck an, so wird dies erklärlich, denn es kann auch, wie Becke ausführt, die Kristallisationsschieferung senkrecht zur Richtung maximalsten Druckes entstehen. Auch die Veränderungen des Kornes, die bei der Metamorphose unterlaufen, erklärt Lepsius durch Temperaturschwankungen. Es tritt das Prinzip Curies[1]), nach welchem kleine Kristalle auf Kosten der größeren wachsen, in Wirkung, was wieder mit der verschiedenen Löslichkeit bei verschiedener Korngröße zusammenhängt, hier könnten auch Druckschwankungen einen kleinen Einfluß ausüben.

Die Druckwirkung hat aber auf das Gestein den Einfluß, daß sich eine Unzahl feiner Spältchen in den Gesteinsbestandteilen bilden, die dadurch zerbrochen und zermalmt werden, diese werden aber durch Neubildungen ausgefüllt, während andererseits auch infolge des Druckes Neubildungen in der Lösung erscheinen. In erstere Kategorie gehören nach Grubenmann die Absätze von Quarz, faserigen Amphibolen, Karbonaten, Albit, Epidot, Serizit, hier und da sind Spaltrisse erfüllt durch mikropegmatitische Aggregate. Allerdings liegen direkte Beweise bei den Mineralien nicht vor, sondern nur für Eis, immerhin zeigen die Le Chatelierschen Versuche, daß solche Vorgänge denkbar sind. Die Wirkungen des Gebirgsdruckes auf Granite zeigen sich namentlich außer in Knickungen und Verzerrungen des Glimmers in Zersplitterung der Feldspate und Quarze zu einem zuckerkörnigen, klastischen Aggregat, dabei bildet sich oft aus Feldspat Serizit. Man spricht dann von Kataklasgefüge, von Mörtelstruktur. Im großen zeigt sich Übergang solcher Gesteine in Gneise.

Was die Schmelzpunktserniedrigung durch Pressung anbelangt, so könnte sie wohl dort in Betracht kommen, wo ein Eruptivgestein vor seiner Verfestigung einem tangentialen Druck unterworfen wird, also zu einer Zeit, wo seine Temperatur noch sehr hoch ist. Hier wäre eine Schmelzpunktserniedrigung denkbar. Der Effekt wäre nun der, daß statt der vulkanischen Mineralien Augit, Olivin, Anorthit sich Granat, Hornblende, Zoisit, Epidot bilden können, denn bei hoher Temperatur setzen sich diese Mineralien bei normalem Atmosphärendruck in erstere um,

---

[1]) Vgl. C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, S. 177.

bei Pressung könnte das Umgekehrte stattfinden; so wissen wir, daß Granat beim Schmelzen sich in Anorthit + Olivin [1]) (oder Augit) umsetzt, es wäre vielleicht möglich, daß die gleichzeitige Einwirkung von einseitigem Druck auf ein im Erstarren begriffenes Eruptivgestein die Umwandlung von Anorthit + Olivin (oder Augit) in Granat zustande bringt, oder die von Augit in Amphibol, und daß daher die Granulite und Gneise, Eklogite usw. nicht etwa nur aus bereits erstarrten und in Sedimentschichten eingelagerte Eruptivdecken entstehen, sondern auch aus dem noch nicht erstarrten Magma, welches unter anderen Verhältnissen, Granit, Syenit, Gabbro, Pyroxenit geben könnte. Es könnte sich also hier um gepreßte, noch heiße Eruptivgesteine handeln, wobei aber die Frage eintritt, ob eine solche Bildungsweise als allgemeine angesehen werden kann, und ob das mit der Struktur der betreffenden Gesteine und der Reihenfolge der Ausscheidungen vereinbar ist. Dagegen könnte die Schmelzpunktserniedrigung bei Sedimenten keine Rolle spielen und bei der Umwandlung derselben nicht in Betracht kommen. Hier ist nur die Löslichkeitsvermehrung bei Pressung von Wichtigkeit.

Bei der Umwandlung der kristallinen Schiefer kommt aber jedenfalls eine erhöhte Temperatur in Betracht, und zwar wird sich ihre Wirkung um so mehr geltend machen, wenn wir in tiefere Schichten der Erde gelangen. Über die Höhe der Temperatur wie über die des gleichzeitig herrschenden Druckes ist es schwer, genaue Daten anzugeben. Man hat aus mineralogischen und geologischen Beobachtungen den Schluß gezogen, daß man bezüglich der Tiefe zwei bis drei Arten Tiefenstufen zu unterscheiden hat, und daß in verschiedenen Stufen sich verschiedene Mineralien bilden (vgl. S. 205).

Das Volumgesetz.

Eine der wichtigsten Tatsachen, welche für Dynamometamorphose sprechen, ist der Vergleich der Molekularvolumina der Bestandteile der Schiefer mit jenen der Eruptivgesteine. Wir sahen schon früher, daß die Ansicht ausgesprochen wurde, die Ausscheidungsfolge hänge mit dem Molekularvolumen zusammen,

---

[1]) C. Doelter, Chem. Mineralogie, S. 103.

doch ist dem Vergleiche deshalb kein großer Wert beizulegen, weil wir die Molekulargewichte der Mineralien nicht kennen, und man durch Vergleiche der kleinsten Zahlen nicht unbedingt zu richtigen Resultaten gelangen wird; die Nichtbeachtung dieser Restriktion kann zu unrichtigen Schlüssen führen.

Loewinson-Lessing[1]) machte darauf aufmerksam, daß wenn man das Molekularvolum einer Verbindung direkt berechnet, andererseits dasselbe aus dem Molekularvolum der Oxyde berechnet, aus welcher die Verbindung zusammengesetzt ist, und die Zahlen vergleicht, man findet, daß es zwei Gruppen gibt, 1. solche, bei denen das Molekularvolum kleiner ist als das der Oxyde, und 2. solche, bei welchen es größer ist. Eine große Bedeutung möchte ich allerdings diesen Berechnungen nicht zuschreiben, weil die Berechnung aus den Oxyden doch eine unsichere ist. Es ist jedoch zu bemerken, daß Becke hervorhebt, daß in der ersten Gruppe typische Kontaktmineralien vertreten sind, während unter der zweiten mehr die typischen Gemengteile der kristallinen Schiefer vorherrschen. Lepsius hat in seiner Geologie von Attika[2]) zuerst hervorgehoben, daß unter hohem Druck und niedriger Temperatur sich Mineralien von kleinerem Volumen bilden, und dies hat sich später als eine Gesetzmäßigkeit erwiesen. Entsprechend dem van 't Hoffschen Gesetze: Druckzunahme begünstigt das System mit kleinerem Volumen, werden die unter hohem Druck und niedrigerer Temperatur gebildeten Mineralien kleinere Volumen zeigen, als die bei kleinem Druck und hoher Temperatur entstandenen. Verständlich wird die Gesetzmäßigkeit aber erst, wenn man, wie namentlich Becke ausführte, die Umwandlung von Mineralgruppen betrachtet.

Wir haben schon früher gesehen, daß Granat im Schmelzflusse in Anorthit + Olivin zerfällt, und daß durch einseitigen Druck die gegenteilige Reaktion erfolgen könnte, ebenso wird sich Glaukophan, $Na_2Al_2Si_4O_{12}$, in Nephelin, $Na_2Al_2Si_2O_8$ + Quarz, $2SiO_2$, spalten können. Aber noch besser tritt die Umwandlung hervor, wenn man die Gesamtheit der Bestandteile eines Eruptivgesteins mit dem Resultat der durch Pressung erzielten Umwand-

---

[1]) C. R. du congrès géol. St. Petersbourg 1899, S. 327.

[2]) Berlin 1893.

lungsprodukte vergleicht, Becke hat dafür eine Reihe von Beispielen angeführt.

Gabbro, bestehend aus Olivin, Augit, Labradorit (oder Anorthit), wandelt sich in Eklogit aus Omphazit, Granit und Quarz um, wobei sich das Molekularvolumen von 136 auf 121 ermäßigt.

Diabas, bestehend aus Labradorit, Augit, Titanit usw., wandelt sich in Amphibolit unter Verminderung des Molekularvolumens um, wobei aus dem Titaneisen Titanit entsteht; auch Grünschiefer aus Albit, Hornblende, Zoisit, Chlorit und Quarz bestehend, kann sich aus Diabas bilden. Becke gibt mehrere Beispiele solcher Umwandlungen von Eruptivgesteinen in kristalline Schiefer an. Ebenso soll nach Grubenmann Diorit (aus Andesin, Hornblende, Hämatit) in Pyroxengneis übergehen, welcher aus Albit, Augit, Magnetit und Quarz besteht, wobei sich das Molekularvolumen von 463,02 auf 376,1 vermindert.

Aber es müssen nicht alle Reaktionen so verlaufen, wie man nach dem Vergleich der Molekularvolumina theoretisch annehmen könnte. Bei der Reaktion

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2,$$

zeigt das Experiment, daß bei hoher Temperatur und bei konstantem Druck die Reaktion nach rechts verläuft, denn im Schmelzflusse bildet sich der Wollastonit[1]); bei hohem Druck und niedriger Temperatur dürfte die Reaktion nach links verlaufen, und der Druck scheint hier von geringem Einfluß, wie auch das Experiment von Spezia zeigt. Wahrscheinlich sind die von Grubenmann angenommenen Molekularvolumina eben nicht die richtigen. Lepsius selbst kam bezüglich dieser Reaktion zu einem anderen Resultate, weil er die Kohlensäure berücksichtigte, dann erhielt er links die Summe 36,8 + 22,5 und rechts 40,8 + 51,1, es würde dann Vergrößerung des Volumens bei der Wollastonitbildung eintreten.

Jedenfalls verläuft bei konstantem Druck und Temperaturerhöhung die Reaktion nach rechts; daher schließe ich, daß im Gegenteil das Molekularvolumen des Kalksilikats ein größeres ist, nach dem van 't Hoffschen Satze: „Temperaturerhöhung begünstigt das System mit größerem Volumen". Meiner

[1]) Über 1050° bildet sich allerdings hexagonales Silikat, bei niedrigeren Temperaturen Wollastonit.

Ansicht nach müßte bei hohem Druck bzw. Pressung im Gegenteil aus Wollastonit und Kohlensäure das Calciumkarbonat und SiO_2 sich bilden, denn der Wollastonit kann sich nicht ohne Temperaturerhöhung bilden, eine isotherme Reaktion führt nicht zur Wollastonitbildung, dieser kann sich nur bei höherer Temperatur bilden. Nach Niederschreiben dieses Kapitels bekam ich noch Kenntnis von der Schrift Spezias [1]), welche sich gegen Grubenmanns Ausführungen bezüglich des Volumgesetzes wendet, und speziell gegen die eben erwähnte Relation zwischen Wollastonit einerseits, Quarz und Calcit andererseits. Ein von ihm ausgeführter Versuch ergab, wie zu erwarten, trotz Anwendung von 6000 Atm., keinen Wollastonit aus einem Gemenge von Kieselsäure und Calciumkarbonat auch bei Gegenwart von Wasser nicht, andererseits weist er auf ein Beispiel aus dem Simplontunnel, wo sich trotz Pressung im Schiefer Quarz und Kalkspat nebeneinander finden. Wir haben soeben S. 198 gesehen, warum das von Grubenmann gewählte Beispiel unrichtig ist, und komme ich von anderen Gesichtspunkten ausgehend zu demselben Resultate wie Spezia.

Aus der Tatsache, daß gerade dieses Beispiel sich nicht bewährt, kann man aber nicht zu dem Schlusse kommen, daß das Volumgesetz unrichtig sei, und erst wenn bei wiederholten Versuchen mit einseitigem Druck, z. B. bei einem Gemenge von Anorthit + Olivin, kein Granat, oder aus Albit + Nephelin kein Glaukophan entstehen würde, könnte das Gesetz angefochten werden.

Bei dem Schmelzen des Granats erhielt ich, wie erwähnt,

$$Ca_3Al_2Si_3O_{12} \rightleftarrows Ca_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8,$$

hier verläuft bei Temperaturerhöhung und konstantem Druck die Reaktion nach rechts unter Vergrößerung des Molekularvolumens, und es ist wohl anzunehmen, daß sie bei Druckvermehrung (bzw. Pressung) nach links unter Verkleinerung des Molekularvolumens verläuft. Der Fall ist also dem des Wollastonits entgegengesetzt. Als notwendiges Postulat des Volumgesetzes bzw. der Anwendung desselben, muß diejenige Reaktion, welche zu einem höheren Molekularvolumen führt, auch bei konstantem Druck durch Temperaturerhöhung eintreten, diejenige, welche zu kleinerem Molekularvolumen führt, bei Druckerhöhung und Temperatur-

[1]) Atti R. Accad. Torino 1905.

erniedrigung. Es handelt sich hier nicht um Druckveränderung bei konstanter Temperatur (nach dem Prinzip von van't Hoff-Le Chatelier). Druckveränderung allein ohne Temperaturveränderung ist nicht maßgebend, und dürfte überhaupt in Übereinstimmung mit den Versuchen Spezias [1]) Druckveränderung auch hier von weit geringerem Einflusse sein als Temperaturveränderung, denn hohe Temperatur und niedriger Druck ist hohem Druck und niedriger Temperatur entgegengesetzt. Im allgemeinen wächst die Reaktionsgeschwindigkeit in geometrischer Progression, wenn die Temperatur in arithmetischer Progression zunimmt.

Der Mineralbestand der kristallinen Schiefer.

Vergleicht man den Mineralbestand der kristallinen Schiefer mit dem der vulkanischen Gesteine, so findet man [2]), daß eine Anzahl Gesteinskomponenten gemeinschaftlich ist, wie Amphibol, Pyroxen, Glimmer, Feldspat, Quarz, andere sind nur den letzteren eigen, z. B.: Leucit, Nephelin, Hauyn, Sodalith, Tridymit, andere aber nur in den Schiefern beobachtet: Serizit, Chlorit, Zoisit, Epidot, Tremolith, Aktinolith, Glaukophan, Staurolith, Andalusit, Talk, Disthen, wenn wir von den sekundären Mineralien der Eruptivgesteine absehen. Aber auch die gemeinsamen Bestandteile treten doch eher vorwiegend in der einen oder anderen Gesteinsklasse, z. B. Muskovit, Granat in den Schiefern, Anorthit, Olivin, Augit in den eruptiven Gesteinen auf. Die für die kristallinen Schiefer charakteristischen Mineralien sind also solche, welche bei niedriger Temperatur stabil sind, und bei hoher Temperatur zerfallen, während die für die Eruptivgesteine charakteristischen Mineralien bei hoher Temperatur Stabilität haben. In den Schiefergesteinen sind manche Mineralien, welche in Eruptivgesteinen vorkommen, nicht bestandfähig, so zerfällt nach Becke der Titanaugit in Titaneisen oder Rutil und Hornblendesilikat. Hier ist aber sowohl der Druck als der Temperaturunter-

---

[1]) Spezia glaubt, daß einem Versuche von F. Braun zufolge (Sitzungsber. d. Münch. Akad. d. Wiss. 16, 205) bei der Löslichkeit des Glaubersalzes 200 Atm. Druckveränderung notwendig wären, um dem Effekt von 1° Temperaturveränderung entgegenzuwirken.

[2]) Becke und Grubenmann, l. c. S. 54.

schied von Wichtigkeit. Der Grund, warum sich in dem einen Falle dieses, in dem anderen Falle jenes Mineral bildet, liegt in der Ausdehnung der Stabilitätsfelder bei verschiedenen Drucken und Temperaturen.

Die Stabilitätsfelder einer Anzahl von Mineralien, welche für die Eruptivgesteine charakteristisch sind, liegen bei hohen Temperaturen und niederem Druck, die der Gruppe der Schiefer mehr bei hohem Druck und niederer Temperatur. Eine kleine Anzahl von Mineralien ist bei jedem Druck und jeder Temperatur stabil. Die näheren Verhältnisse sind aber nicht bekannt. Wenn Leucit sich nicht in Schiefern bildet, so ist dies zum Teil seiner leichten Umwandlungsfähigkeit in wässerigen Lösungen zu verdanken, auch seiner geringen Stabilität bei hohem Druck und niedriger Temperatur; es ist nicht ganz richtig, wie Grubenmann meint, daß die Entstehung von Leucit oder Orthoklas nur der chemischen Zusammensetzung eines Magmas zuzuschreiben ist. In sehr stark erhitzten Schmelzen bildet sich leichter Leucit [1]). Leucit hat bei normalem Druck ein bestimmtes Temperaturgebiet, bei welchem er sich ausscheiden kann. Das Existenzfeld dieses Minerals, welches nicht sehr ausgedehnt ist, liegt bei höherer Temperatur [2]). Olivin ist bei hoher Temperatur und niederem Druck stabil, bei niederer Temperatur hat er die Tendenz sich umzuwandeln, z. B. in Hornblende oder in Gegenwart gewisser Lösungen in Serpentin, dagegen ist Hornblende bei hoher Temperatur bekanntlich unstabil; sie setzt sich in Augit um, unter Umständen auch in Olivin, in Gegenwart von Fluor auch in Biotit. Bei hohem Druck ist Hornblende stabil gegenüber Augit und Olivin. Orthoklas hat ein großes Stabilitätsfeld, nur bei sehr hohen Temperaturen wird er unstabil; Druck scheint dagegen einflußlos.

Interessant ist auch das große Stabilitätsfeld des Sillimanits; dieses Mineral ist bei den höchsten Temperaturen stabil, und bildet sich bei diesen sehr leicht, wahrscheinlich wandeln sich Cyanit

[1]) C. Doelter, Phys.-chem. Mineralogie, S. 219; vgl. auch Petrasch, N. J. f. Min., Beil.-Bd. 17, 312.

[2]) Nach Viola wandelt sich Natronleucit + Pyroxen der Lava des Hernikerlandes in Plagioklas + Calcit und Kieselsäure um, was er auf dynamische Wirkung zurückführt, es könnte aber die Umwandlung auch bei kleinen Drucken durch Lösungen bewirkt sein (Bollet. com. geolog. Roma 1896). Aber Leucit wird gewiß bei Pressung unstabil.



und Andalusit bei hohen Temperaturen in Sillimanit um, Sillimanit bildet sich leicht aus trockenen Schmelzen, er ist aber auch ein Kontaktmineral, bei niederen Temperaturen und hohen Drucken sind aber die anderen polymorphen Modifikationen stabiler [1]). Die Faktoren, welche für die Bildung der Mineralien in Betracht kommen, sind Konzentration (chemische Zusammensetzung), Temperatur und Druck. Der Druck hat Einfluß auf die Löslichkeit, er verändert den Umwandlungspunkt. Wichtig ist z. B. auch bei Eruptivgesteinen die Ausdehnung des Gebietes, in welchem die Ausscheidung möglich ist; so ist dieses Gebiet in bezug auf Temperatur bei Quarz und auch bei Leucit klein, bei Augit sehr groß. Betrachten wir die Glimmer, den Talk der Schiefer, so ist ihr Stabilitätsfeld bei niedriger Temperatur gelegen, während Biotit bei höherer Temperatur stabil ist, bei sehr hoher, von 1100° an, ist er nicht stabil, gegen Lösungen verhält sich Muskovit bei höherer Temperatur von 500° unstabil, bei niederer Temperatur ist er stabil, daher die vielen Umwandlungen in Muskovit. Bei dem Mineralbestande ist also auch die Angreifbarkeit durch wässerige Lösungen bei hohem Druck maßgebend, hier sollten noch Versuche gemacht werden; die typischen Mineralien der Eruptivgesteine, welche in Schiefern nicht vorkommen, sind offenbar solche, welche gegenüber wässerigen Lösungen bei hohem Druck oder Pressung nicht stabil sind, dagegen gerade Talk, Glimmer, Chlorit solche, welche gegenüber Lösungen bei niederer Temperatur stabil zu sein scheinen, aber nicht bei hoher, wie die Versuche von C. Friedel und G. Friedel [2]) zeigen; es ist übrigens Streß zur Bildung solcher Mineralien gar nicht notwendig, sie können sich dann auch bei geringerem Druck bilden.

Zwischen der Entstehung der kristallinen Schiefer und der der Eruptivgesteine besteht bezüglich der Entstehungsart der Bestandteile ein Gegensatz, indem bei ersterem diese sich nacheinander ausscheiden, während sie bei den Schiefern sich gleich-

---

[1]) Bei einem Besuche des ungarischen Nationalmuseums zeigte mir dessen Direktor, Herr Hofrat Krenner, einen von Frémy künstlich erzeugten Sillimanit, der sich zufällig an den Rändern des Tiegels gebildet hatte, in welchem künstliche Rubine erzeugt worden waren; wo Al_2O_3 und SiO_2 bei hohen Temperaturen zusammentreffen, ist Gelegenheit zur Bildung von Sillimanit gegeben.

[2]) Bulletin soc. minéral. française 1890, 1894.

zeitig bilden, doch könnten Ausnahmen für gewisse porphyrartige Gneise wohl existieren. Ferner werden die Gemengteile der Schiefer aller Mineralien miteinander in Wechselwirkung stehen, es bilden sich einfache Flächen, oft Spaltflächen; rundliche, ovale Formenskelette, die in Eruptivgesteinen vorkommen, fehlen [1]).

Nach Becke tritt bei den Mineralien der Schiefergesteine die dichteste Scharung der Moleküle ein, und es werden die Mineralien mit jenen Flächen auftreten, die die dichteste Anordnung von Molekülen besitzen, das sind die Spaltflächen, welche die kleinste Oberflächenenergie zeigen. Die so häufig in diesen Gesteinen auftretenden ovalen und linsenartigen Formen erklären sich nach ihm aus der Umkristallisation durch Streß. Sehr charakteristisch sind auch die Einschlüsse, jeder Gemengteil kann den anderen einschließen, gemäß ihrer gleichzeitigen Entstehung. Hierzu ist allerdings zu bemerken, daß diese dichteste Scharung wohl vorzugsweise bei den stark gepreßten, aber nicht bei allen Schiefermineralien eintreten muß.

Die Reihenfolge der Kristallisationskraft ist nach Becke ungefähr folgende: Titanit, Rutil, Eisenglanz, Turmalin, Granat, Staurolith, Disthen, Feldspate, Quarz, Calcit. Auch hier bilden sich die Mineralien von großem Kristallisationsvermögen zuerst wie bei Schmelzen, und die Reihenfolge nach abnehmender Kristallisationskraft ist auch die nach abnehmender Dichte wie zum Teil auch bei Eruptivgesteinen, hier liegt also ein Kontrast zwischen Schiefern und Eruptivgesteinen nicht vor (Korund, Olivin, Augit, Eisenglanz, Magnetit, Spinell sind schwerer als die Mineralien von geringerem Kristallisationsvermögen, Plagioklas, Orthoklas, Nephelin, Quarz).

Kontaktmineralien. Jene Schiefer, welche zweifellos am Kontakt mit Eruptivgesteinen entstanden sind, zeigen im Gegensatz zu manchen dynamometamorphen Gesteinen im Mineralbestande gewisse Regelmäßigkeit in dem Reichtum an Andalusit, Chiastolith, Staurolith, Cordierit, Sillimanit. Es ist aber doch noch fraglich, ob ein Gegensatz zwischen allen denjenigen Bestandteilen besteht, welche als Kontaktprodukte auftreten und anderen Bestandteilen der kristallinen Schiefer (vgl. S. 214). Wollastonit

[1]) Becke, l. c. S. 42.

z. B. ist ein typisches Kontaktmineral, es kann nur bei höherer Temperatur entstehen.

Struktur und Textur der Schiefergesteine.

Charakteristisch für die Schiefergesteine ist bekanntlich eben ihre Schieferung, sehr häufig zeigen Sedimente parallele Anordnung der Gemengteile, insbesondere die blätterigen; die Schichtstruktur überträgt sich aus Sedimenten auf die durch sie entstandenen Schiefer, aber auch bei aus eruptiven Gesteinen umgewandelten ist nach den Anhängern der Dynamometamorphose oft noch ein Überrest der Struktur des Erstarrungsgesteins vorhanden (Reliktstruktur). Charakteristisch ist aber die durch Pressung entstandene Paralleltextur, die sich eigentlich mehr als schieferige oder auch faserige Lagen- und Bandtextur äußert, und welche man als Druckschieferung, Transversalschieferung, bezeichnet hat. Die parallele Lagerung kommt namentlich bei Glimmern und Sprödglimmern vor.

Die Struktur der Schiefergesteine wird durch die gleichzeitige Ausbildung der Bestandteile hervorgebracht, wobei die Kristallformen der entstehenden Mineralien nach Becke immer in Berührung mit Nachbarindividuen sind und sich durch gegenseitige Verdrängung bilden, daher findet man rundliche, linsenförmige Gestaltung der Bestandteile. Becke schreibt dem Rieckeschen Satz einen großen Einfluß auf die Kristallisationsschieferung zu. Die Pressung ist nach ihm ein Hauptfaktor der Metamorphose, sie ist nur gewissen Formen günstig, es fehlt den Schiefern die Beweglichkeit der Moleküle; es müssen die Moleküle der sich bildenden Mineralien untereinander die einen die anderen bekämpfen.

Ursache der Schiefrigkeit.

Als Hauptargument für stattgehabte Pressung wird besonders die Schiefrigkeit hervorgehoben und wir wollen daher diese betrachten, die parallele Richtung mancher Bestandteile nach Lagen, welche bei den erwähnten Mineralien auftritt. Wir haben schon früher gesehen, daß bei solchen Gesteinen der kristallinen Schiefergruppe, welche als eruptive Gneise, Granulite, bezeichnet werden, oder bei den durch Injektion entstandenen Schiefern, Parallel-

struktur als eine Art Fluktuationserscheinung und auch Bänderung eintritt, daher kann diese Art der Schieferstruktur auch bei eruptiven Gneisen vorkommen [1]).

Versuche über Schieferung sind vielfach angestellt worden, ohne gerade die Frage viel weiter zu fördern; als Materialien dienten zumeist Tone, Ceresin und andere weiche Körper. Namentlich Daubrée hat Experimente angestellt. Durch Druck erhielten Sorby und John Tyndall die Schieferstruktur in Tonen. Daubrée [2]) ließ die Substanz gleiten und durch Platten verlängern, wobei er fand, daß trockene Substanz zerreißt, zu weiche sich verlängert, ohne Schieferblätter zu bilden. Der Schieferungsversuch muß mit einem gewissen Grade von Plastizität der angewandten Tonsubstanz erreicht werden. Daubrée machte nun Versuche mit demselben Apparat, den Tresca bei seinen Versuchen über Plastizität fester Körper bei hohem Druck benutzte; die im Ton vorhandenen Glimmerschüppchen ordneten sich parallel, auch gebogene Schieferstruktur konnte erhalten werden. Es gelang ihm auch, die Zerstückelung der Belemniten nachzuahmen.

Lepsius erklärt die Anordnung des Glimmers in den Glimmerschiefern dadurch, daß die Mineralien mit ihren Breitseiten sich parallel den Schichtflächen anordnen; das vorherrschende Wachstum der Mineralien parallel der Schichtfläche erklärt er dadurch, daß erstens die ursprünglichen Mineralien der Sedimente bereits eine solche Anordnung besaßen, daß die später fortwachsenden oder neu gebildeten Kristalle in der Richtung der Schichtfuge weniger Widerstand finden; diese Erklärung gilt jedenfalls für die primäre (konkordante) Schieferung.

Spring [3]) hat auch neuerdings Versuche bezüglich der Schieferstruktur mit Ton ausgeführt, aus welchen er schließt, daß

---

[1]) Reinisch verwirft den Ausdruck „eruptiver Gneis“, weil er die Gneisbezeichnung aufhebe; es handelt sich aber denn doch eigentlich dabei mehr um die Definition des Wortes Gneis und um die Abgrenzung dieser gegen Granite (vgl. S. 175).

[2]) Synthetische Studien zur Experimentalgeologie, übersetzt von Gurlt, Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1890, S. 300 ff.; vgl. auch die Versuche und die Theorie von G. F. Becker, Bulletin U. S. geol. Survey 1904, Nr. 241.

[3]) Annal. soc. géologique de Belgique **29**, 49 (1902).

Schieferung keine bloße Druckwirkung ist; verschiedene Substanzen verschweißen sich verschiedentlich. Die Partien verschiedener Festigkeit ordnen sich parallel jener Richtung, nach der Ausdehnung möglich ist.

Nach Becke, Berwerth und Grubenmann[1]) verdanken kristalline Schiefer ihre Paralleltextur hauptsächlich einer Pressung, und ist diejenige Schieferung besonders wichtig, die durch Streß entsteht; es ist dies die sekundäre — oder transversale — Schieferung (Clivage), sie ist aber nicht ausschließlich eine mechanische, ein wichtiger Faktor ist auch die Lösungsumlagerung unter Mitwirkung minimalster Wassermengen, wobei Stoffauflösung an Stellen stärksten Druckes und Wiederabsatz an Stellen geringer Pressung eintreten soll. Die Blätter der Schieferungsfläche sind meist parallel gelagert, Becke nennt dies Kristallisationsschieferung. Gegen diese wohl annehmbare Ansicht wendet sich Weinschenk, er betont, daß vielfach die Schieferstruktur schon vor der Umwandlung bestanden habe, und nicht erst durch dynamische Prozesse entstanden sei. Es ist allerdings nicht zu leugnen, daß oft in geschieferten Gesteinen wieder solche vorkommen, die fast keine Schieferung zeigen. Eklogite, Amphibolite Steiermarks zeigen mitunter fast keine Schieferung, trotzdem sie in geschieferten Gesteinen lagern[2]).

Aber eine Erklärung der Schieferung ohne Pressung ist bisher nicht gegeben worden. Die Kontaktmetamorphose erklärt sie nicht genügend, würde man aber nur Metamorphismus durch zirkulierende Lösungen, auch durch überhitztes Wasser annehmen, so käme man zu keiner Erklärung der Schieferstruktur und die Wahrnehmung, daß schieferige Sedimentschichten gerade dort am meisten in kristalline umgewandelt sind, wo besonders energische Druckwirkungen zu konstatieren sind, spricht für die Umwandlung durch gebirgsbildende Kräfte. F. Zirkel[3]) bemerkt allerdings, daß vielfach außer der vorhandenen Schiefrigkeit kein Argument für stattgefundene Pressung vorliege.

---

[1]) Vgl. U. Grubenmann, l. c. S. 87.

[2]) Auf einen ähnlichen Fall kommt neuerdings Loewinson-Lessing zurück. Centralbl. f. Mineral. 1905, S. 407.

[3]) Petrographie 3, 173.

Die Tiefenstufen.

Man hat frühzeitig erkannt, daß bei der Regionalmetamorphose die Umwandlung in verschiedenen Stufen nicht gleichmäßig vor sich geht, sondern in geringer Tiefe doch anders als in bedeutenderer. Heim unterschied bezüglich der Plastizität verschiedene Stufen, eine tiefere der bruchlosen Umformung und eine oberflächliche mit Kataklase. Sederholm war wohl der erste, welcher eine verschiedenartige Metamorphose in verschiedenen Tiefenstufen annahm, und van Hise unterscheidet bei der Wirkung des „Streß" den einseitigen Druck in zwei Zonen, in der oberen treten Assoziationen auf, bei denen namentlich Wasseraufnahme zu bemerken ist, während in den unteren Zerfall von Verbindungen und Wasserabgabe zu bemerken ist, dann soll es nach ihm auch drei Zonen geben, in welchen die Wirkung des Streß verschieden ist, wobei in der oberen Kataklase vorwiegt, in der untersten Umkristallisation vorkommt, während in der mittleren sowohl chemische als auch mechanische Druckwirkungen auftreten. In der oberen Zone herrschen die Mineralbildungen durch Wasseraufnahme, Kohlensäureaufnahme, also Assoziationen mit positiver Wärmetönung, in der unteren aber Dissoziationsvorgänge, chemische Vorgänge mit negativer Wärmetönung, wie Spaltung, Wasserabgabe. Bezüglich des Druckes oder Streß ist in der obersten Zone Umformung unter Bruch oder Kataklasentwickelung zu bemerken, in der mittleren wirkt Druck sowohl chemisch als mechanisch, in der untersten, der Zone des Gesteinsfließens (rock flowage), soll vollkommene Plastizität herrschen, und sie ist die der Umkristallisierungen [1]).

Becke unterscheidet zwei Zonen, zu denen Grubenmann noch eine dritte zählt. Nach ihnen ist die oberste Zone durch niedrige Temperatur und durch starke „Streßwirkung" ausgezeichnet, hier ist die Möglichkeit des Ausweichens sehr groß, und daher wiegen hier mechanische Gesteinsumformungen vor, wobei infolge des großen Wassergehaltes namentlich wasserhaltige Mineralien sich bilden, aber solche mit geringem Molekularvolumen, insbesondere werden sich Serizit, Muskovit, Chlorit, Talk, Eisen-

---

[1]) Metamorphism of rocks and rock flowage; Bull. geolog. soc. of America 1898.

glanz, Albit, Hornblende, Epidot, Zoisit, auch die in allen Zonen vorhandenen Mineralien Quarz, Calcit, Magnetit bilden, und wird diese Zone durch Quarz und Serizit-Phyllite, Serizit-Quarzite, Kalk- und Albit-Phyllite, Talk- und Chloritschiefer vertreten. Daß gerade diese Zone die charakteristische für die Schiefer ist, dürfte klar sein, ebenso, daß hier die Druckwirkung nicht geleugnet werden kann, ebensowenig wie eine chemische Umwandlung. Die mechanische Umformung bringt Verkleinerung des Kornes und Trümmergestalt hervor, diese wird hauptsächlich in der oberen Zone eintreten, und die Experimente bei allseitigem Druck bestätigen dies. In der obersten Zone werden daher dünnschieferige, gefaltete (helizitische), gestreckte Texturen vorwiegen, einzelne Strukturen der früheren Ausbildungsform blieben erhalten (Reliktstruktur). In der zweiten Zone tritt die Kristallisationsschieferung vorwiegend hervor. Diese Lagerungsweise ist nach Becke entstanden aus einer Umkristallisation unter Druck, es tritt eine kristallographische, regelrechte Orientierung ein, so daß sogar die Kristallachsen der Glimmer gleichgestellt sind.

In der untersten Zone tritt mehr Annäherung an die massigen Gesteine ein, obgleich die Kristallisationsschieferung auch in dieser noch auftritt als chemische Wirkung des Streß. Aber die flaserige Struktur wird hier eher zu treffen sein, die ja für alle Gneise charakteristisch ist, dann kommt infolge Injektion die Lagentextur zustande. Es wird wohl auch anzunehmen sein, daß gerade bei der porphyroiden Ausbildung (Augengneisen) doch eine allgemeine gleichzeitige Ausbildung der Komponenten nicht mehr streng eintritt, wie bei anderen Schiefergesteinen.

Becke und Grubenmann geben für die einzelnen Tiefenstufen folgende chemische Vorgänge an. Das Element der untersten Zone vermischt sich zu Rutil und Magnetit, Olivin verwandelt sich in der mittleren Zone zu Hornblende (bekanntlich kann im Schmelzfluß umgekehrt Hornblende sich zum Teil auch in Olivin umwandeln). Olivin und Feldspat gehen in Granat über, den entgegengesetzten Prozeß erhielt ich im Schmelzflusse. Granat geht in Eklogiten in der mittleren Zone in Hornblende und Feldspat über, auch in Zoisit und Epidot. Der Augit der Tiefe geht in Hornblende und schließlich in Chlorit über; im Schmelzflusse tritt bezüglich ersterer das umgekehrte ein (S. 88). In der oberen Zone bildet sich Serizit aus Albit, oder Kalifeld-

spat, diese Vorgänge sind alle recht wahrscheinlich, es ist aber immerhin beachtenswert, daß die Kontaktmetamorphose ähnliche Verbindungen erzeugt, wie sie in den unteren Zonen vorkommen.

Von Interesse ist der Vergleich des Mineralbestandes der Schiefergesteine nach Tiefenstufen mit dem der Eruptivgesteine. Wir haben gesehen, daß den Erstarrungsgesteinen und den Schiefergesteinen eine Anzahl von Mineralien gemeinschaftlich ist; nehmen wir jetzt die tiefste Zone und ihren Mineralbestand, so finden wir viele davon, die auch in Schmelzen nicht nur existenzfähig, sondern auch sehr stabil in diesen sind, z. B. Olivin, rhombischen Pyroxen, Sillimanit [1]), Anorthit, Magnetit, Biotit. Andere, wie Zirkon, Diopsid, Cordierit, Albit, Akmit, Ilmenit, Orthoklas, kommen in trockenen Schmelzen auch vor, wenngleich seltener, aber sie sind von geringerer Stabilität und teilweise mehr dem wässerigen Schmelzfluß eigen, und nur ganz wenige, wie Calcit, Jadeit, Rutil, fehlen den Schmelzgesteinen. Hier schwindet der Gegensatz beider nahezu ganz, während er sich höchstens noch dadurch kundgibt, daß gewisse Mineralien der Eruptivgesteine den Schiefern gänzlich fehlen: Hauyn, Sodalith, Nephelin, Leucit, Tridymit, die bei hohem Druck labil werden. In der zweiten Zone treten aber bereits Bestandteile auf, die den Eruptivgesteinen fehlen: Zoisit, Epidot, Staurolith, Disthen, Chloritoid, Serizit, Talk, Nephrit, Glaukophan; die charakteristischen Mineralien der Eruptivgesteine und der dritten unteren Zone: Olivin, Pyroxen, Sillimanit, Ilmenit, Anorthit, fehlen in der oberen.

In der untersten Zone ist jedenfalls die Temperatur maßgebend, daher das Auftreten von Mineralien, die auch in Eruptivgesteinen und als Kontaktmineralien auftreten. In der obersten Zone werden sich eher Mineralien bilden, die gegenüber hoher Temperatur unstabil sind, die aber gegenüber wässerigen Lösungen bei niedrigen Temperaturen sehr stabil sind, dies sind namentlich die Glimmer und verwandte Mineralien, sowie Quarz, Talk usw., welche sich so oft aus anderen Mineralien bilden. In der mittleren Zone sind die Merkmale mehr verwischt und nicht so klar. Ich sehe den Unterschied der Tiefenstufen hauptsächlich in der Stabilität der Mineralien bei verschiedener Temperatur und Drucke und in Gegenwart verschiedener Lösungen.

---

[1]) Sillimanit ist auch ein häufiges Kontaktprodukt.

Was nun die Umwandlung der Gesteine in verschiedenen Zonen anbelangt, so schildert sie Grubenmann[1]) folgendermaßen: Eine neue Komponente kann unter Erhaltung ihrer Form an die Stelle der letzteren treten, doch ist dies nur bei geringem Druck möglich, dagegen ist häufiger eine parasitäre Umwandlung; es entstehen innerhalb des Ursprungsmaterials Neubildungen anderer Komponenten: Umwandlung von Orthoklas in Serizit, Plagioklas in Saussurit, Granat in Feldspat, Diallag in Granat usw. Oft ist aber die Neubildung gar nicht mehr an die Gestalt des Ursprungsminerals gebunden, hier tritt also die intensivste Umkristallisierung ein, wie sie zwischen den Glimmerschiefern und Gneisen, bei Löslichkeitserhöhung unter Pressung, eine Rolle spielt, und wir sehen, daß bei der Umkristallisierung die Vergröberung des Kornes eintritt. Nach Becke wird der Rieckeschen Regel zufolge die Berührungsfläche zwischen festen Teilen und Lösung vermehrt, wodurch der Kristallisationsprozeß beschleunigt wird.

Becke und Grubenmann geben an der Hand von Detailstudien näheren Aufschluß über die Umwandlung einzelner Eruptivgesteine. Wichtiger ist noch der Umwandlungsvorgang eines tonigen Sediments, welches in die tiefste Zone sinken würde. Daraus ersehen wir, daß auch die Anhänger der reinen Dynamometamorphose höhere Temperatur annehmen müssen, und daß wir doch zum Teil auf die Hypothese von Ami Boué und Lepsius (S. 173) zurückkommen. Zuerst wirkt Streß und bildet den Ton zu Phyllit um, wobei sich dann Serizit bildet und ein Serizit-Phyllit entsteht. In der mittleren Zone wachsen einzelne Komponenten, der Serizit wird zu Muskovit; Chlorit wandelt sich in Biotit um, es bildet sich schließlich Glimmerschiefer. Wenn dieser in die tiefste Zone versetzt wird, so entsteht durch Aufnahme von Orthoklas, der aus Muskovit entsteht, und durch Vergrößerung der Biotitmenge, Gneis.

Wenn man bedenkt, daß diese Reaktionen alle möglich sind, und daß sie gewöhnlich im Schmelzfluß entgegengesetzt denen der ersten und zweiten Zone wirken, so wird man den Schluß ziehen, daß solche Vorgänge viel Wahrscheinlichkeit haben, wenn auch die Details der Druckwirkung des Streß und der Kristallisationsschieferung, wie die Anwendung des Rieckeschen

---

[1]) l. c. S. 69.

Satzes, noch weiterer Aufklärung insbesondere bezüglich des quantitativen Einflusses bedürfen.

Schwierigkeiten einer allgemeinen Anwendung der Dynamometamorphose.

Gegen die Dynamometamorphose haben jedoch viele Forscher Einwendungen gemacht, so unter anderen Weinschenk, Bonney, H. Credner, Diener, Michel-Lévy, Termier, Zirkel, Spezia. Es wird z. B. hervorgehoben, daß gerade hochkristalline Sedimente oft nicht gefaltet und disloziert erscheinen; so machte gerade Lepsius, der sonst kein Gegner der Dynamometamorphose war, für Attika die Beobachtung, daß die Metamorphose nicht in direkter Beziehung zu Dislokationen steht, was auch für die Zone des Monte Rosa Ch. Lory bestätigt (vgl. F. Zirkel, Petrographie 3, 173), und an anderen Stellen haben silurische und devonische Schichten, aus Tonschiefer, Sandsteinen, Grauwacken, Kalksteinen bestehend, keine Umwandlungen erlitten und Bonney meint im Gegensatz zu den Schweizer Geologen, daß die triassischen und jurassischen Schiefer der Westalpen, gerade an Stellen stärkster Pressung, wenig verändert sind. In den niederen Tauern zeigten gerade die hochkristallinen Schiefer keine Störung.

Zirkel[1]) verweist ebenfalls darauf, daß viele archäische Gebiete durchaus ungestört sind, und daß umgekehrt viele Silur- oder Devonschichten, trotz gewaltsamster Faltungen, Überschiebungen und trotz der charakteristischen Transversalschieferung ihren Habitus als Tonschiefer, Sandsteine, nicht verlieren; auch das schwarmartige Vorkommen von Amphibol- und Chloritschiefern weist nicht auf die Deutung dynamometamorpher Eruptivgesteine. Er betont gleich Credner mit Recht, daß er eine dynamometamorphe Umbildung von Granit in Serizitschiefer, nicht aber in Gneis für möglich erachte. Auch das Zusammenvorkommen von hercynischen Gneisen mit granitischen Partien, deren Mineralien ganz dieselben sind, z. B. im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, und überhaupt die Schichtung des Gneises werden als Einwände seiner Herleitung von Granit herangezogen[2]), ebenso daß manche kri-

[1]) Vgl. auch die gewichtigen Einwände von H. Credner.
[2]) Petrographie 3, 142—182.

stalline Schiefer über nicht umgewandelten Sedimenten liegen, letzterer Grund ist aber kein gewichtiger.

Termier[1]) geht von geologischen Untersuchungen der Westalpen aus; gestützt auf die Untersuchungen von Ch. Lory, Zaccagna, Marcel Bertrand, Franchi und eigene zeigt er, daß die Triasschichten ebenso wie die des Paläozoikums oder die des Archaikums der Metamorphose verfallen können, aber die Umwandlung war vor der Zeit der großen Faltungen und Überschiebungen abgeschlossen, und die Dislokation war nicht die Ursache der Metamorphose. Termier glaubt aber auch nicht an einen großen Einfluß der Kontaktmetamorphose; notwendig wäre nach ihm Einsinken der Schichten[2]) in große Tiefen und auch Substanzzuführung, da keine Sedimentärschicht genügend reich an Alkalien und Magnesia wäre; die Zufuhr fand durch vertikal aufsteigende Zuflüsse statt.

Diese „Colonnes filtrantes", wie sie Termier nennt, steigen aus der Tiefe der Zentralregion der Geosynklinale auf. Er weist auch darauf hin, daß der Granit nicht die Ursache der Metamorphose der umliegenden kristallinen Gesteine war, daß es aber dieselbe Ursache war, welche gleichzeitig Granit bildete und Schiefer umwandelte. Termier hält also Zufuhr von Stoffen für notwendig. Für eine solche Zufuhr entscheidet sich auch Reinisch[3]), denn die Analysen sowohl der gequetschten Diabase wie der Biotitgranite der Lausitz ergaben chemische Veränderungen, namentlich bei letzteren sinkt in den gequetschten Gesteinen SiO_2 und CaO, und steigt Al_2O_3, FeO, MgO. Gegen die Dynamometamorphose wendet Termier namentlich auch ein, daß das Resultat dynamischer Wirkung eine Deformation, aber nicht eine Umwandlung sei, letztere hängt auch mit der Gebirgsbildung zusammen, der Regionalmetamorphismus wirkt inmitten der Geosynklinale, in den Tiefen.

Auch G. Spezia[4]), welcher vom chemisch-experimentellen Standpunkte ausgeht, wendet sich gegen diese Metamorphose und insbesondere dagegen, daß der Druck die Löslichkeit be-

---

[1]) Compt. rend. du IX. congrès géologique. Wien 1904.

[2]) Auch Dalmer legt das Hauptgewicht auf ein solches Einsinken.

[3]) Habilitationsschrift, Leipzig 1902.

[4]) Atti R. Accad. Torino 31 (1896); 50 (1905).

fördern und das Rieckesche Gesetz anwendbar sein soll; nach ihm kann weder statischer noch dynamischer Druck chemische Reaktionen erzeugen, gewiß wirkt aber Druck auf die Umwandlungstemperatur namentlich wasserhaltiger in wasserfreie Verbindungen. Weinschenk hat starke Bedenken gegen die Dynamometamorphose geäußert, welche zum Teil bereits hier erörtert wurden (vgl. auch S. 214). Nach ihm ist namentlich der Einfluß der Gebirgsfeuchtigkeit wegen der Wasserabnahme in der Tiefe kein großer; er spricht sich gegen den Zusammenhang der Dislokationen mit der Kristallinität der Schiefer aus. Die Faltung mancher Gesteine soll nach ihm oft vor ihrer Umkristallisierung erfolgt sein; ferner wendet er sich gegen die Ansicht, als sei die Umwandlung von Sedimenten und Eruptivgesteinen durch Druck allein erfolgt, und zwar sieht er namentlich in dem so häufigen Vorkommen von Kalkschiefern am direkten Kontakt mit den granitischen Zentralmassiven einen gewaltigen Einwand gegen die Theorie des Dynamometamorphismus. Auch die Struktur der Gesteine der Schieferhülle, insbesondere die sogenannte helizitische, ist nach demselben Forscher mit der Dynamometamorphose nicht vereinbar. Ferner wendet er ein, daß Quarz durch Druck nicht deformiert wird (Centralbl. f. Mineral. 1902, S. 162[1]).

Bildung von kristallinen Schiefern durch Kontaktmetamorphose.

Viele Geologen nehmen an, daß kristalline Schiefer vorwiegend oder ganz durch Kontaktmetamorphose sich bilden, und wir haben in der Tat im Kapitel XI gesehen, wie aus Tonschiefern und Sandstein durch Kontaktmetamorphose kristalline

---

[1]) L. Milch erwähnt Beispiele, bei welchen Streckung und Auswalzung einheitlicher Körner beim Quarz vorkommen (Centralbl. f. Mineral. 1904, S. 181). Ähnliches erwähnte J. A. Ippen (Gesteine der Schladminger Tauern, Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark 1902, Sep.-Abdr. S. 50). Es handelte sich aber hier wohl um Plastizität unter Gegenwart von Lösung nach der Beckeschen Erklärung. Man muß diese mögliche Plastizität (nach dem le Chatelierschen Gesetz) von jener, die sich auf trockenen Quarz beziehen würde, unterscheiden und richten sich Weinschenks Einwände wohl gegen solche Plastizität.

Schiefergesteine entstehen können. Reine Kontaktmetamorphose würde aber doch die Kataklasstruktur und die Kristallisationsschieferung kaum erklären können, und wir werden daher gezwungen sein, daneben auch die Pressung heranzuziehen. Eine andere Schwierigkeit ist die, daß, da die Kontaktwirkung doch nur auf einige Kilometer wirkt, es schwer denkbar wäre, die Metamorphose großer Gebirgszüge in dieser Weise erfolgen zu lassen, man müßte dann unsichtbare, nicht zutage getretene Granitmassive überall, wo Schiefer vorhanden sind annehmen, was wohl wenig Wahrscheinlichkeit hat. Abgesehen davon, sind Strukturdetails und zum Teil Mineralbestand der eigentlichen Kontaktprodukte doch manchmal andere wie die der Schiefergesteine, aber dieser Gegensatz scheint nicht unüberbrückbar.

Die Möglichkeit, daß sowohl Sedimente als auch Eruptivgesteine und deren Tuffe durch Kontaktmetamorphose umgewandelt sind, ist sicher vorhanden, und nur die allgemeine Ausdehnung der Metamorphose auf große Gebirgszüge ist fraglich. In den Alpen sind es nach Weinschenk namentlich eruptive granitische Gesteine (Zentralgneise), welche im Kontakt mit ihrer Schieferhülle die Umwandlung letzterer unter Druck hervorgebracht haben. Hierbei hat die Gebirgsbildung insofern Einfluß, als infolge der durch Gebirgsfaltung hervorgebrachten allgemeinen Erschütterung des Gefüges auf sehr große Entfernungen die Kontaktwirkung ungemein ausgedehnt war, er sagt: „Die Gewalt der gebirgsbildenden Prozesse wirkt erschütternd auf die Gesteine ein, preßt das Magma der Tiefe in die gelockerten Schichten empor und bewirkt eine Modifikation der gesamten physikalischen Bedingungen während der Gesteinsverfestigung und ihrer Folgeerscheinungen, welche als Piëzokristallisation zu bezeichnen ist“. Später können allerdings die in erster Linie zertrümmernd wirkenden Prozesse der Dynamometamorphose diese von vornherein eigenartigen Gesteine weiter verändert haben. Einfache Dynamometamorphose kann aber nach Weinschenk nicht die Ursache der kristallinen Schieferbildung gewesen sein. Vieles, was in die Formation der kristallinen Schiefer eingereiht ist, gehört nach ihm gar nicht zu den metamorphen Gesteinen. Die Eruptionen hängen nach Weinschenk mit der Fächerstruktur der Massive und der Ausbauchung der Schiefer zusammen, womit auch das Aufsteigen der Mineralisa-

toren verbunden ist[1]). Auch nach Salomon hängt im Adamellogebiet, nach Duparc und Mrazec im Montblancgebiet der Kontaktmetamorphismus mit gebirgsbildenden Kräften zusammen.

Vergleich der Kontaktmetamorphose und der Dynamometamorphose.

Welche ist nun von den vielen hier behandelten Hypothesen diejenige, welche den größten Grad von Wahrscheinlichkeit hat? Schließen wir solche aus, deren Unwahrscheinlichkeit nicht näher hervorzuheben ist, so bleiben: 1. die Umwandlung durch Kontakt; 2. die Umwandlung durch dynamische Kräfte, wobei jedoch neben Druckwirkung auch erhöhte Temperatur notwendig ist; 3. Injektion granitischen Magmas in Sedimente; 4. rein eruptive Entstehung bei einzelnen Gneisgraniten. Von diesen Möglichkeiten dürften die zwei letzteren durchaus von mehr lokaler Bedeutung sein, und die große Frage, die hier aufzuwerfen wäre, ist: Kontaktmetamorphose oder Dynamometamorphose?

Die Gründe für die eine oder andere Art der Umwandlung sind hier bereits genügend gewürdigt worden. Besteht nun zwischen beiden ein so großer Gegensatz, wie viele Verfechter der beiden entgegengesetzten Standpunkte glauben? Ich bin der Ansicht, daß dies nicht unbedingt der Fall ist, und daß beide Arten der Metamorphose mitgewirkt haben; es ist gar nicht einzusehen, warum nicht etwa durch Kontaktmetamorphose Schieferbildung zustande kommen könnte, besonders wenn damit Druckwirkung verbunden ist, andererseits werden auch Gneise durch die Druckmetamorphose entstehen, und es können zum Teil auch direkt eruptive Gneise sowie granit-injizierte Schiefer vorkommen, daher halte ich eine einheitliche Entstehung aller für gar nicht wahrscheinlich. Was nun die Dynamometamorphose anbelangt, so bietet sie allerdings manche Angriffspunkte, die hier erwähnt wurden, aber ohne Wirkung von dynamischem, zum Teil auch statischem Druck läßt sich die Schiefertextur schwer erklären, Kontaktmetamorphose ohne diese erklärt sie nicht; wir müssen also jedenfalls, wie es auch Weinschenk in seiner Piëzokontaktmetamorphose tut, dynamische Kräfte beiziehen. Die Stabilitäts-

[1]) l. c. 1, 55.

felder sowohl der Kontaktmineralien als auch der Mineralien der unteren Zone dürften die gleichen sein. Für die obere Zone kommt die dynamische Wirkung und die Löslichkeitserhöhung durch Pressung in Betracht, die aber beim Aufdringen von Eruptivgesteinen und Eindringen in Sedimente ebenfalls eintreten kann, es werden also dann ähnliche Verhältnisse herrschen wie beim Einsinken oberer Schollen in mittlere Tiefen.

Sowohl bei der einen wie bei der anderen Umwandlungsart kommen in Betracht: der Druck, allerdings zum Teil auch als indirekter Faktor, das Wasser, sei es nun als flüssiges oder als gasförmiges, im Verein mit den Mineralisatoren, und hier ist gerade das Wasser als der stärkste Mineralisator (wohl auch mit Chlor und Fluor, welches ja zur Glimmerbildung notwendig ist) von Wichtigkeit. Aber auch die höhere Temperatur ist sowohl bei der Kontakt- als bei der Dynamometamorphose in den unteren Zonen nötig, und die Wirkung des Streß wird hauptsächlich die sein, welche auch die Anhänger der reinen Kontaktmetamorphose nicht leugnen können, eine mechanische Beeinflussung, Zertrümmerung (Kataklase), Zerkleinerung, mechanische Umformung; der Unterschied der Ansichten liegt darin, ob chemische Umformung unter Mitwirkung von Wasser durch Druck allein möglich ist. In der obersten Zone wird diese aber überhaupt weniger anzunehmen sein, in der untersten wirkt jedoch die hohe Temperatur so bedeutend, daß sich die chemische Umwandlung durch sie teilweise erklärt. Allerdings Zufuhr von Stoffen wäre durch die Dynamometamorphose schwer erklärlich, aber eine solche dürfte bei der Schieferbildung doch nur lokal und vereinzelt sein. In der unteren Zone (S. 209) dürfte ein Unterschied zwischen der Wirkung der Kontaktmetamorphose und der Dynamometamorphose kaum gefunden werden, denn es wirken ja dieselben Faktoren. Strittig wäre nur in der oberen bzw. mittleren Zone die Löslichkeitserhöhung und Kristallisationsschieferung durch „Streß“, denn, daß Druck mechanische Umformung hervorbringen wird, ist wohl allseitig anerkannt.

Sederholm [1]) macht darauf aufmerksam, daß bei der Umwandlung präbottnischer Granite dieselben Mineralien wie aus einem Granitmagma kristallisieren, obgleich ihre Begrenzungen

[1]) Comm. gèolog. de la Finlande 1899, p. 242.

zeigen, daß sie nicht im Magma frei schwebend, sondern zwischen anderen Mineralien gebildet worden sind, es muß hier eine plutonische Metamorphose vor sich gegangen sein, eine Wiederaufschmelzung im Sinne Lawsons[1]) hat aber nicht stattgefunden, er neigt sich Michel-Lévy zu, die Granitinjektion als Hauptursache der archäischen Formation anzusehen. Doch meint er, daß bei der Umwandlung oft schwer zu entscheiden sei, ob plutonische Regionalmetamorphose, oder Kontakt- oder Dynamometamorphose die Ursache ist. In tieferen Rindenteilen werden nach ihm die Einwirkungsgebiete der Dislokations- und der Kontaktmetamorphose sich decken, es ist dies also die hier ausgesprochene Ansicht. Sauer[2]) macht ebenfalls gerade darauf aufmerksam, daß die Sedimentgneise Deutschlands bald eine größere, bald eine entferntere Ähnlichkeit mit der Hornfelsstruktur, die für die kontaktmetamorphen Schiefer charakteristisch ist, zeigen. Daher ergibt sich auch, daß die Bedingungen, welche die Kontaktmetamorphose erzeugten, sich denen der Dynamometamorphose nähern, er verlangt also nicht nur Belastung, sondern auch erhöhte Temperatur, doch war bei der Kontaktmetamorphose letzterer Faktor der maßgebendere, bei der Dynamometamorphose ersterer, darin liegt also, wie wir sehen, auch eine Annäherung der beiden entgegengesetzten Ansichten.

Einer der Hauptgründe der Umwandlung wird wohl in dem Einsinken von Gebirgsteilen in tiefere Schichten zu suchen sein; geschieht solches bis in die Nähe noch heißer Tiefengesteine, so sind auch die Bedingungen der Kontaktmetamorphose neben dem dynamischen Druck gegeben. Damit könnte dann auch die Ansicht Termiers nicht unbedingt in Widerspruch stehen, da er ja auch das Einsinken in tiefere Schichten, daneben das Aufsteigen von metamorphosierenden Gasen inmitten der Geosynklinalen annimmt, wie auch Dalmer[3]) das Einsinken in tiefere Schichten als wesentlichsten Faktor heranzieht. Der Vorgang entspricht chemisch und physikalisch der Kontaktmetamorphose. Ich halte es daher nicht für unmöglich, die verschiedenen Ansichten wenigstens zum Teil zu vereinbaren,

---

[1]) Congrès géolog. 4ième Session. Londres 1888.
[2]) Compt. rend. du IX. congrès géolog. Wien 1904.
[3]) Centralbl. f. Mineral. 1904, S. 566.

insofern als es sich um die physikalischen und chemischen Bedingungen handelt; hier wäre vor allem ein Vergleich der Stabilitätsfelder der Mineralien notwendig.

Zwischen der Weinschenkschen Piëzokontaktmetamorphose und den Vorgängen der oberen Stufe von Becke dürfte bezüglich der physikalischen Verhältnisse kein prinzipieller Unterschied existieren, wie aus den Ausführungen von Weinschenk hervorgeht, und die Vorgänge der untersten Zone sind ja fast dieselben, wie die der normalen Kontaktmetamorphose, denn zur Blidung der Mineralien der unteren Zone brauchen wir hauptsächlich höhere Temperatur, Wasserdämpfe (richtiger H_2O über dem kritischen Punkte), eventuell aber auch Mineralisatoren; die Wirkung des Druckes muß hier schwinden gegenüber der hohen Temperatur, und wir müssen in dieser Zone dieselben Verhältnisse haben wie bei Kontaktmineralien, von Dynamometamorphose kann man hier kaum mehr sprechen. Dagegen haben wir in der oberen Zone hauptsächlich Druckwirkung, daher auch Auftreten von Mörtel- und Kataklasstruktur und Bildung von Mineralien, die auch bei gewöhnlicher Temperatur gegenüber Lösungen sehr stabil sind, wie Muskovit, Chlorit, Talk und Serizit, also hydatogene Metamorphose ohne Temperaturerhöhung, der Druck (Streß) begünstigt die Löslichkeit und die Kristallisationsschieferung, dies ist das Gebiet der Dynamometamorphose. In der mittleren Zone kann letztere nur geringer wirken, die höhere Temperatur ist ihr entgegengesetzt. Die Wirkung der Pressung selbst wird auch keine so allgemeine zu sein brauchen, wie viele Anhänger der Dynamometamorphose annehmen, andererseits darf man dieselbe gewiß nicht leugnen. Das Einsinken einer Sedimentschicht, die bereits auch in oberen Schichten durch zirkulierende Wässer Umwandlungen erfahren hat, in tiefere Schichten, bewirkt, daß diese Umwandlung sich vervielfacht, da sie durch hohe Temperatur begünstigt wird, und dann Verhältnisse eintreten, wie bei Tiefengesteinen, ohne daß der Schmelzpunkt erreicht zu sein braucht. Wenn dabei durch gebirgsbildende Kräfte, einseitigen Druck (Zug kommt wohl nur ganz ausnahmsweise in Betracht), die Löslichkeitserhöhung damit parallel geht, so wird die Wirkung noch eine intensivere sein. Bei der Umwandlung von Sedimenten ist auch zu berücksichtigen, daß die der archäischen Periode angehörigen Sedimente vielfach in ihrem

Mineralbestande den Glimmerschiefern und Arkosen nahe standen, und oft nur eine Umkristallisierung stattfand ohne eigentliche Bildung neuer Verbindungen (vgl. S. 175). Größere Schwierigkeiten wird wohl die Erklärung der Gneisbildung aus Granit vom Standpunkte der Dynamometamorphose bereiten, und sind auch dagegen vielfach Bedenken erhoben worden. Manche sogenannte Gneise sind, wie wir wissen, eruptiv und ihre Parallelstruktur ist eine Fluktuationserscheinung, andere dürften granitinjizierte Glimmerschiefer sein, aber auch die Pressung, die Kristallisation unter einseitigem Druck dürfte manchmal herangezogen werden, wodurch sich vielleicht in vereinzelten Fällen auch die Gneisbildung durch Schmelzpunkterniedrigung bei plutonischer Metamorphose erklären könnte[1]). Ein Teil der Gneise dürfte aber wohl durch Dynamometamorphose entstanden sein, insbesondere die Serizitgneise oder Gneise, die der mittleren oder oberen Tiefenstufe angehören.

Wir sind wohl weit entfernt, eine allgemeine, für alle Fälle gültige Erklärung der Schieferbildung zu besitzen, wahrscheinlich sind es auch verschiedene Ursachen, die mitwirken, und diese Ursachen hat zum Teil schon Lepsius angedeutet: Temperaturerhöhung, zirkulierende Lösungen in oberen Schichten, Dämpfe, Mineralisatoren in unteren, endlich Druckwirkung, teils hydrostatischer Druck, teils Pressung, welche die Löslichkeit erhöht. Versuche wären wohl notwendig, um die Wirkungen des Druckes, namentlich auch des einseitigen, nicht nur theoretisch, sondern auch praktisch ihrem Ausmaße nach festzustellen, überhaupt ist es notwendig, die Stabilitätsfelder der betreffenden Mineralien zu erforschen. Blicken wir zurück auf diese komplizierten Fragen, so unterliegt es keinem Zweifel, daß gegen jede der angegebenen Erklärungen Bedenken möglich sind und daß das Problem der Schieferbildung noch nicht allseitig gelöst erscheint, wenngleich die Forschungen der letzten Jahre, insbesondere die Aufstellung von Temperatur-Tiefenstufen und das Volumgesetz, die Löslichkeitserhöhung durch Pressung große Fortschritte bedeuten.

---

[1]) Damit würde auch die S. 216 geäußerte Ansicht Sederholms übereinstimmen.

Dreizehntes Kapitel.

Sedimente.

Die Sedimente sind teils einfache Gesteine (Steinsalz, Gips, Anhydrit, Kalksteine, Dolomit, Ton) teils klastische Gesteine, Breccien, Konglomerate. Ihre Bildungsweise ist entweder durch mechanische oder durch chemische Sedimentation vor sich gegangen, wobei bei letzterer auch in manchen Fällen Organismen mitgewirkt haben. Im allgemeinen entstehen mechanische Absätze als Residua der Verwitterungsvorgänge, und wir sehen solche Bildungen wie Sandablagerungen, Schotter und Konglomerate noch vor unseren Augen entstehen [1]).

Man kann genetisch unterscheiden solche Sedimentgesteine, welche durch Niederschlag aus Lösung entstanden sind, z. B. Gips, und solche, welche als Rückstände der Verwitterung zu betrachten sind, wie die Sandsteine, erstere sind chemische Sedimente, letztere mechanische. Mechanische Absätze sind demnach die Verwitterungsrückstände; bei ihrer Entstehung wirken Wasser, Wind, bei den glazialen Sedimenten Gletscher mit, endlich haben wir noch eine dritte Art von Bildungen, die organogenen. Gegenüber den komplizierten Problemen der Bildung vulkanischer Gesteine oder der Schiefer hat die Entstehungsweise der Sedimente geringeres Interesse, und treten sie auch in der Wichtigkeit gegen diese Gesteine schon wegen ihrer geringeren Verbreitung zurück, doch gibt es auch bei den Sedimenten in genetischer Hinsicht noch genug Fragen zu lösen.

Mechanische Absätze werden eingeleitet durch chemische Einwirkung der Atmosphärilien, durch die Verwitterung und durch den mechanischen Zerfall, welcher namentlich durch Temperaturschwankungen, durch klimatische Verhältnisse [2]) überhaupt beschleunigt wird: die Wärme spielt hierbei oft eine Rolle, da z. B. durch Insolation Steine zersprengt werden. In Wüsten wirkt auch das Salz, in wasserreichen Gegenden die starken Regen-

[1]) Siehe J. Walther, Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1893.
[2]) J. Walther, l. c., S. 569.

güsse, im Hochgebirge auch Murbrüche, Lawinen und die starken Temperaturschwankungen. Frost bewirkt hier Zerbröckelung [1]). Die chemische Verwitterung hängt ab von der chemischen Zusammensetzung des betreffenden Gesteines und derjenigen des lösenden Wassers, wobei Meerwasser beispielsweise viel stärker wirkt; auch die Organismen können bei der Zersetzung mitwirken. Nach der Verwitterung erfolgt die abhebende Tätigkeit von Wasser, Wind, Eis, die J. Walther [2]) Ablation nennt, bei welcher die geographische Verbreitung der Hydro- und Biosphäre eine Rolle spielt. Dann erfolgt der Transport durch Bäche, Flüsse oder durch das Meer, durch Winde, Gletscher, Eisberge; das Material kann in weiter Ferne von dem Orte, wo es abgehoben wurde, zur Ablagerung kommen, allmählich erschlafft die Transportkraft und es erfolgt Absatz. Bei dem Absatze tritt auch Schlemmprozeß ein, die Schwerkraft wirkt; die Flüsse haben aber eine zerkleinernde Wirkung auf die Geschiebe, auch die Meereswellen wirken ähnlich, bei Meerwasser ist noch der Salzgehalt als Zerstörungsmittel zu berücksichtigen.

Sedimente zeigen Schichtung, und nur einzelne festländische pelitische Bildungen, Konglomerate die durch Eis transportiert sind, zeigen keine Schichtung [2]).

Klastische Gesteine entstehen durch mechanische Ablagerungen, bei welchen durch chemische Prozesse ein Teil der Bestandteile weggeführt wird, und bei welchen Wind oder auch Wasser als Transportmittel fungieren. In Wasser unlösliche Teile fallen zu Boden und zwar um so schneller, als sie dichter sind, wie Thoulet gezeigt hat. Bei Kaolin zeigte Bodländer [3]), daß die abgesetzte Menge proportional zur Volumeinheit ist. Wo die Transportkraft aufhört, entstehen mechanische Ablagerungen. Ältere Schutt- und Schotterbildungen sind durch den Druck überlastender Schichten verfestigt worden, und so entstand auch aus Granit- und Gneisschutt die Arkose.

In der Nähe der Küste sind die Mineralkörner größer, und nach der Tiefe zu feinkörniger, darüber geben die Untersuchung des Challenger Aufschluß [4]). Durch Eisberge werden klastische

---

[1]) Heim, Über Bergstürze. Zürich 1882.
[2]) Walther, l. c., S. 546.
[3]) N. J. f. Min. 1893, II, S. 147.
[4]) J. Walther, l. c., S. 647.

Bestandteile ins Meer hinausgetrieben, was wieder mit den Isothermen der Meeresfläche zusammenhängt.

Außer mechanischen Sedimenten und chemischen, gibt es solche, welche nur oder wenigstens zum Teil durch organogene Tätigkeit entstanden sind, hierbei sind wieder solche zu unterscheiden, bei denen Pflanzen wie z. B. bei den Kalktuffen mitgewirkt haben, und solche, bei denen tierische Organismen mitgewirkt haben, wie dies bei vielen Kalksteinen der Fall ist; dabei brauchen Bildungs- und Ablagerungsort auch bei organogenen Substanzen nicht immer zusammenzufallen, sondern die Ablagerung erfolgt oft nach längerem Transport. J. Walther hat die verschiedenen Pflanzen- und Tierarten aufgezählt, die kohlensauren Kalk oder Kieselsäure ausscheiden, zu letzteren gehören die Radiolarien; Schwefel, Eisenerze scheiden die Bakterien, Phosphate die Wirbeltiere ab. Von Wichtigkeit sind nun besonders die Bildungen der Kalksteine.

Kalksteine.

Nur ein geringer Teil der Kalksteine ist aus süßem Wasser, aus Quellen oder Landseen abgesetzt, diese sind Süßwasserkalke, weitaus der größte Teil sind jedoch marine Kalksteine. Die Entstehung dieser ist nicht so einfach, wie man auf den ersten Blick etwa meinen sollte. Durch Verdunstung kann sich wegen des geringen Gehaltes an Calciumcarbonat im Meerwasser und auch wegen der zu geringen Verdunstung des Wassers kein kohlensaurer Kalk abscheiden. Bei der Entstehung des Kalksteines trifft das alte Wort „omnis calx ex vivo“ zu, er entsteht durch Mitwirkung von Organismen (auch Pflanzen), wovon nur wenige Ausnahmen existieren; wir wissen, daß Tiere, wie Schnecken, Korallen, Muscheln, die ein Gehäuse aus Calciumcarbonat zeigen, die Veranlassung zur Kalksteinbildung geben, die Bildungsweise dieses Gesteines ist also eine organogene. Wie aber scheiden die Tiere kohlensauren Kalk aus? Nach Untersuchungen von W. Biedermann[1]) ist die Struktur der Muschelschalen eine kristalline, welche nicht durch die Lebenstätigkeit der Tiere verursacht wird, sondern anorganischen Ursprungs ist.

---

[1]) Zeitschr. f. allgem. Physiol. 1, 154 (1902).

Die älteren Erklärungen von Mohr und G. Bischof können heute nicht mehr Geltung beanspruchen. Ersterer sucht den Grund der Abscheidung in der Tätigkeit von Pflanzen, welche aus Calciumsulfat durch einen komplizierten Prozeß kohlensauren Kalk erzeugen sollen. Bischof hat die einfachere, aber unzulässige Annahme gemacht, daß die Organismen direkt dem Meerwasser Calciumcarbonat entziehen. Eher noch wäre die Ansicht Volgers denkbar, welche nach Kayser [1]) darauf basiert ist, daß die Tiere Kochsalz aufnehmen, welches durch die von ihnen erzeugte Kohlensäure in Natriumcarbonat umgewandelt wird, und wie wir sehen werden, ist letzteres in der Tat ein sehr gewichtiger Faktor bei der Kalksteinbildung. Neben dem Natriumcarbonat ist aber namentlich bei der Fällung der Kalksalze aus dem Meerwasser, welches wie wir S. 239 sehen werden, Calciumsulfat und Chlorcalcium enthält, auch das Ammoniumcarbonat von Wichtigkeit, wie wohl zuerst Forchhammer, dem wir wichtige Untersuchungen in dieser Hinsicht verdanken, behauptet hat. Aber sowohl das kohlensaure Ammon wie das Natriumcarbonat wird von den Organismen geliefert, es ist aber noch nicht genau sichergestellt, wie dies geschieht, obgleich die neueren Arbeiten von Steinmann und Baumann [2]), dann besonders von Linck viel Klarheit in die Frage brachten.

Steinmann hatte gefunden, daß das Eiweiß die Eigenschaft hat, aus Kalksalzlösungen kohlensauren Kalk zu fällen, diese Einwirkung des Eiweißes ist aber keine direkte, und nach von mir unternommenen Versuchen fällt Eiweiß im frischen Zustande kein Calciumcarbonat. Eiweiß muß zuerst zersetzt werden, und wie Baumann es gezeigt hat, geschieht dies durch Fermente, es ist also teilweise die von Forchhammer gefundene Wirkung des Ammoniumcarbonats maßgebend, aber auch Natriumcarbonat kann durch das Eiweiß der Organismen entstehen und zur Fällung des Calciumcarbonates dienen, vielleicht ist sogar dieses maßgebender, da Ammoniumsalze, die sich bei der Fällung durch Ammoniumcarbonat bilden müßten, im Meerwasser nicht in größeren Mengen vorkommen. Natriumcarbonat wird aber auch durch die Flüsse ins Meer gebracht und könnte dann auch direkt als Fällungs-

---

[1]) Geologie 1, 308.
[2]) Ber. der Freiburger naturf. Gesellschaft IV, 1889.

mittel dienen, wie dies bei den anorganogenen Kalksteinbildungen, z. B. den Oolithen, der Fall ist.

Die Frage der Abscheidung von Calciumcarbonat aus dem Seewasser hat neuerdings Linck[1]) experimentell behandelt, und namentlich hat er die Frage, ob Calcit oder Aragonit sich ausscheidet, geprüft, wobei er sich zu ihrer Unterscheidung der bekannten Reaktion von Meigen[2]) bediente; er konstatierte, daß aus Meerwasser Calciumcarbonat durch Ammonium- und Natroncarbonat als Aragonit ausgeschieden wird. Reine Calciumsulfatlösungen geben mit jenen Reagenzien Calcit. Die maximale Löslichkeit des Calciumcarbonats in Seewasser ist nach Linck bei 17 bis 18° 0,0191 g für 100 ccm Seewasser. Linck verwirft zwar zum Teil die Steinmannsche Erklärung, entscheidet sich aber auch für die Ansicht, daß Calciumcarbonat sich durch organische Tätigkeit bildet; als Fällungsmittel diente Natrium- und Ammoniumcarbonat, ersteres stammt aus Eiweiß, letzteres aus tierischen Verwesungsprodukten. Die Abscheidung des Calciumcarbonats erfolgt als Aragonit. Andere Kalksteine stellen den unverwesten Rückstand von Pflanzen und Tieren dar, vielfach sind organogene und anorganogene Bildungsart vermischt. Oolith bildet sich bei anorganogener Bildung, Coccolith bei organogener. Die marinen Kalksteine sind umkristallisierte Aragonite, nur ausnahmsweise kann Meerwasser an Calciumcarbonat übersättigt sein. Linck kommt zu folgenden Resultaten: das aus Calciumbicarbonat im Seewasser sich etwa bildende Calciumcarbonat ist in gemäßigten Klimaten stets als Kalkspat, in tropischen aber je nach der Jahreszeit als Aragonit abgeschieden. Das aus Calciumsulfat des Seewassers mit Natrium- oder Ammoniumcarbonat niedergeschlagene Calciumcarbonat tritt in allen Klimaten als Aragonit auf. Aus sonst salzfreien Lösungen von Calciumbicarbonat schlägt sich das Calciumcarbonat in gemäßigtem Klima als Calcit, in den Tropen meist als Aragonit nieder; aus sonst salzfreien Calciumsulfatlösungen wird durch Natrium- bzw. Ammoniumcarbonat das Calcium als Calcit gefällt, sowohl aus kälteren wie aus wärmeren Lösungen (40°). Seewasser vermehrt die Löslichkeit sowohl des Calciumcarbonats als des Sulfats.

---

[1]) N. J. f. Min. Beil.-Bd. **16**, 495 (1903).

[2]) Ber. d. oberrhein. geol. Ver. 1902, S. 35.

Die meisten Kalksteine sind aber keine direkten Niederschläge, da sie sonst aus Aragonit bestehen müßten, es sind umgewandelte klastische Gesteine. Diese Ansicht ist namentlich von Sorby[1]) aufgestellt und auch von Barrois bekräftigt worden. Es handelt sich also bei der Hauptmasse der Kalksteine um zerfallene Fossilreste, sie sind zusammengeschwemmte Kalksande organischer Abkunft, wodurch sich auch die oft eingeschlossenen Partikelchen fremder Mineralien erklären, denn die Kalksteine enthalten ja viel fremde Substanz, Kieselsäure, Tonerde usw. Wenn aber die Ansicht Lincks richtig ist, daß zum größeren Teil zuerst Aragonit vorlag, so muß dieser eine Umkristallisierung erlitten haben, und diese wird zum Teil gewiß eingetreten sein, da viele Kalksteine ihre ursprüngliche Beschaffenheit nicht mehr besitzen, sondern kristallinisch feinkörnig sind. Die Umkristallisierung kann durch Kohlensäure erfolgt sein, welche aus den organischen Resten herstammen kann, wie J. Walther[2]) vermutet, durch Mitwirkung von Cellulose; für einige Vorkommen mag dies richtig sein, bei anderen wird die Umkristallisierung erst nach der Erhebung der Kalksteinschichten zum Festlande durch kohlensäurehaltige Wässer erfolgt sein; daß solche Umkristallisierung erfolgen kann, sehen wir an den Calcitkristallen, die in Hohlräumen und Spalten der Kalksteine sich absetzen.

Linck hat sich speziell mit den stark verbreiteten Oolithen beschäftigt; es bestehen derzeit verschiedene Ansichten über die Entstehung dieser Gebilde. Gegenüber den vorhandenen Möglichkeiten: klastische Bildungen, organogene mit Kalksinter überrindete Mineral- oder Gesteinsbruchstücke, Quellenprodukte, metamorphe Bildungen usw., entscheidet sich Linck für anorganogene Bildung, es sind Niederschläge aus dem Seewasser in der Form von Aragonit und die Oolithe sind später wie auch Muschelschalen, Korallen usw. in Kalkspat umgewandelt worden. Es gibt aber auch Kalksteine, die unmittelbar als Calcit sich niederschlugen, z. B. die Solnhofener Kalkschiefer, diese sind besonders dichte Gesteine, deren Versteinerungen zeigen, daß wir es mit Brackwasserbildungen zu tun haben, nur dort, wo Ozeanwasser sich mit Flußwasser mischte, war direkte Calcitabscheidung möglich.

[1]) Quart. journ. of geol. soc. London, Februar 1879.
[2]) Lithogenesis, S. 706.

Entstehung des Marmors. Die mehr oder wenig fein- bis grobkörnigen Kalke sind zumeist aus dichtem Kalkstein durch Kontaktmetamorphose, oder auch durch Dynamometamorphose entstanden. Während wir erstere bereits ausführlicher behandelt haben, gelten für dynamometamorphe Marmore dieselben Verhältnisse, die wir bei der Schieferbildung im allgemeinen betrachteten, doch kommt hier die größere Plastizität des Marmors unter hohem Druck und erhöhter Temperatur in Betracht. Es wird in manchen Fällen schwer zu entscheiden sein, ob ein Marmor seine Kristallinität der einen oder der anderen Ursache verdankt; regelmäßiges Auftreten von Kontaktmineralien an der Grenze gegen den Gneis deutet auf Kontaktmetamorphose, denn mancher sogenannte Gneis ist doch eruptiver Natur, d. h. eigentlich Granit. Weniger wichtig, schon ihrer geringen Verbreitung halber, sind die Süßwasserkalke, welche zumeist phytogenen Ursprunges sind, wobei namentlich Algen und Moose mitwirkten, zu diesen Süßwasserbildungen gehört der oft recht mächtige Travertin und die Kalksinter überhaupt. Nach F. Cohn [1]) sind aber die Pflanzen nur erste Veranlassung der Sinterbildung.

Quellen können auch direkte chemische Absätze von Calciumcarbonat bilden, wobei nach J. Walther [2]) die sprudelnde Bewegung der Quellwasser, durch welche die Kohlensäure derselben zum Entweichen gebracht wird, von Bedeutung ist. Übrigens sollen sogar in heißen Quellen wie im Karlsbader Sprudel nach Cohn Oscillarien dem Wasser durch ihren Lebensprozeß etwas Kohlensäure entziehen, wodurch das Ausfällen des Aragonits beschleunigt wird, es brauchen aber nicht alle Absätze von Calciumcarbonat auf organische Tätigkeit zurückgeführt werden.

Die Dolomitbildung.

In Analogie mit der Kalksteinbildung könnte man versucht sein, die Bildung des Dolomits durch organische Tätigkeit namentlich riffbauender Korallen zu erklären, da Dolomit sehr häufig in Korallenriffen vorkommt, wie dies bei den mächtigen triadischen Korallenriffen Südtirols der Fall ist, allerdings bestehen diese

---

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1864, S. 580.
[2]) Lithogenesis der Gegenwart, S. 653.

„Dolomitriffe“ zum größeren Teil aus schwach dolomitischem Kalk, der mit wenigen Bänken echten Dolomits wechsellagert. Aber riffbildende Korallen enthalten nur wenig Magnesia, dagegen sind nach Högbom[1]) die an Riffen auftretenden Lithothamnien reich an Magnesiumcarbonat; er hat den Magnesiagehalt verschiedener Meerestiere untersucht und gezeigt, daß er meist sehr klein ist, dagegen zeigte besonders unter den Algen Lithothamnium 11 Proz. $MgCO_3$, sogar 13,19 Proz., diese Algen spielen gerade bei den Dolomitriffen eine hervorragende Rolle, er zeigte auch, daß einzelne magnesiareiche Riffsteine durch Anreicherung 38 Proz. von $MgCO_3$ aufspeichern konnten. Die Lithothamnien finden sich massenhaft an der Außenseite der Korallenriffe, aber die Detritusbildungen der Kalkorganismen sind immer reicher als diese, insbesondere sind die Riffsteine bedeutend magnesiahaltiger als die Korallen selbst. Nach Högbom wäre die Dolomitbildung bei Riffen namentlich durch Auslaugung dieser Rotalgen entstanden, indem das Seewasser ihr Calciumcarbonat ausgelaugt haben soll unter Zurücklassung von Dolomit. Damit stimmen jedoch die neueren Versuchsergebnisse von A. Vesterberg[2]) doch nicht ganz überein; denn er wies nach, daß in den von ihm untersuchten Lithothamnien nicht Dolomit vorkommt, sondern ein leicht lösliches Magnesiumcarbonat, und daß bei der Auslaugung mit kohlensäurehaltigem Wasser, dem Magnesiumchlorid zugesetzt worden war, beide Carbonate unverändert in Lösung gingen. Immerhin gibt auch dieser Forscher zu, daß den Rotalgen die Eigenschaft zukommt, Magnesiumcarbonat abzusondern.

Allerdings gibt es auch Tiere, welche mehr kohlensaure Magnesia enthalten, so erwähnt J. Walther Orbitolites complanata mit 12,52 Proz. $MgCO_3$ und Nubecularia novorossica mit gar 26 Proz. $MgCO_3$; auch in Korallen und Bryozoen-Muscheln fanden sich mehrere Prozente Magnesiumcarbonat[3]); dadurch läßt sich aber der hohe Gehalt von Magnesiacarbonat von Korallenkalken nicht erklären. Walther fand in einem Korallenkalk von der Sinai-Halbinsel bis 40 Proz. Magnesiumcarbonat, hier fanden sich

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1894, I.

[2]) Bull. of geol. Institut Upsala **6**, 2 (1905).

[3]) Lithogenesis, S. 707. Die Koralle Isis enthält nach Forchhammer 6,1 Proz. $MgCO_3$, eine Serpula 7,8 Proz. $MgCO_3$ (nach Liebe).

Schalen von Tridacna, die fast normaler Dolomit waren, aber da die lebende Schale nur wenige Prozente enthielt, mußte eine Umwandlung stattgefunden haben; man muß daher aus dem vorstehenden zu dem Resultate kommen, daß Dolomit durch Umwandlung entsteht, eine Ansicht, die sich schon frühzeitig Bahn gebrochen hat und insbesondere durch von Morlot näher begründet wurde, nachdem zuerst Arduino und L. v. Buch sich für eine solche erklärten. Aber die Art und Weise des Vollzugs der Umwandlung stößt bei größeren Gebirgsmassen auf Schwierigkeiten. Natürlich ist auch direkte Bildung als chemischer Absatz nicht ganz ausgeschlossen und werden auch Beispiele, wo Dolomit oder dolomitischer Kalk als Quellenabsatz entsteht, erwähnt, z. B. bei St. Alyre, aber das sind doch Ausnahmefälle.

Zur Erklärung der Dolomitbildung sind viele Hypothesen herangezogen worden, und zwar beruhen die meisten auf der Anschauung, daß Dolomit durch Einfluß von Magnesiasalzen aus Kalkstein entstanden ist [1]). Die Möglichkeit ist durch Versuche, die schon Marignac und von Morlot ausführten, gegeben; ersterer benutzte Chlormagnesium, letzterer Magnesiumsulfat, doch war hierzu höhere Temperatur (bis 200°) nötig gewesen, um die Umwandlung durchzuführen. Weniger sichere Resultate hatten Versuche, durch Magnesiumcarbonat aus Kalkstein Dolomit zu erhalten, ergeben; daß dies aber denkbar ist, zeigen die Pseudomorphosen von Dolomit nach Calcit, die ja nicht selten sind. Hoppe-Seyler [2]) gelang diese Umwandlung, aber er benötigt hierzu eine Temperatur von mindestens 100°, und je höher die Temperatur war, je größer war der Dolomitanteil. Man hat letzteren Umstand, daß ohne Temperaturerhöhung die Reaktion nicht gelingt, als gewichtigen Einwand gegen die Umwandlungsmöglichkeit angesehen, wie ich glaube, nicht ganz mit Recht, denn wie wir früher sahen, ist hier der Einfluß der Zeit der, daß sie eine Temperaturerhöhung ersetzt, und ein derartiger Versuch, der im Laboratorium nur unter Temperaturerhöhung gelingt, würde bei einer Dauer von einigen hundert Jahren bei niedrigerer Temperatur vor sich gehen können. Andererseits sprechen doch

---

[1]) Siehe die ältere Literatur in C. Doelter und R. Hoernes, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt Wien **25**, 330 (1875).

[2]) Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. **27** (1875).

die geologischen Anschauungen gegen eine Verallgemeinerung dieser Umwandlungsart, namentlich beim Versuch der Anwendung auf mächtige Dolomitmassen. Das umwandelnde Agens wird eben doch im Meerwasser bzw. dessen Magnesiasalzen zu suchen sein; man hat übrigens die Beobachtung gemacht, daß Muschelschalen bei längerer Berührung mit Meerwasser dolomitisch werden (vgl. auch die Beobachtung Walthers auf der Sinaihalbinsel).

Hierbei möchte ich aber schon glauben, daß wir vielleicht doch eines stärkeren Magnesiagehaltes bedürfen, als es das Meerwasser jetzt zeigt; eine solche lokale Anreicherung in einzelnen Buchten, die vielleicht mit dem offenen Ozean nicht ständig in Verbindung waren, in Pfützen und Laken des teilweise trockengelegten Riffs, ist denkbar, dann auch durch das in einigen Fällen sogar erwiesene örtliche Zusammenvorkommen mit vulkanischen Ausbrüchen (z. B. in Südtirol). Bei solchen ist ja ein massenhaftes Auftreten von Chloriden beobachtet, und könnte daher durch sie eine lokale Anreicherung von Chlormagnesium des Meerwassers in einer Bucht denkbar sein. Es wird aber die Dolomitbildung auch leichter möglich sein, dort, wo bereits der umzuwandelnde Kalkstein magnesiahaltig war, wir müssen daher doch auch zum Teil wieder auf einen höheren, ursprünglichen Magnesiagehalt der Riffe zurückkommen, wie ihn bereits v. Richthofen für möglich hielt; auch Doelter und Hoernes, dann v. Mojsisovics[1]) haben auf die Wahrscheinlichkeit eines etwas höheren Magnesiagehaltes hingewiesen, der nun nach den späteren Untersuchungen (siehe Högbom, S. 227) mehr wahrscheinlich ist. Aber eine vollständige Erklärung ohne Zuziehung von Umwandlung gelingt nicht auf diesem Wege. Diese Umwandlung schreiben Doelter und Hoernes hauptsächlich dem Meerwasser zu, und nur zum Teil lokalen Zuflüssen von kohlensaurer Magnesia. Wie diese Umwandlung möglich ist, ist später durch zwei, durch Versuche unterstützte Erklärungsarten klarer geworden, von denen mir namentlich die zweite recht wahrscheinlich dünkt.

F. W. Pfaff stellt zuerst eine Lösung eines schwefelhaltigen Calciumcarbonats und eines schwefelhaltigen Magnesiumcarbonats her (den Schwefelwasserstoff zieht er deshalb heran, weil beim

---

[1]) Die Dolomitriffe Südtirols. Wien 1879.

Fäulnisprozeß eiweißhaltiger Körper stets Schwefelwasserstoff auftritt); in eine Mischung gleicher Mengen dieser Lösungen wird unter langsamem Zusatz von Kochsalz, das die Löslichkeit erhöht, Kohlensäure eingeleitet und das ganze langsamer Verdunstung überlassen. Zuerst scheidet sich Kochsalz, dann ein Gemenge beider Carbonate ab, wenn aber durch Verdunstung die Lösung konzentrierter wird, scheidet sich Dolomit aus. Dann ist aber auch das Verhalten des Meerwassers gegen Ammonsalze zu berücksichtigen; bei Gegenwart von Magnesiasalzen, Gipslösung und Kochsalz fällen Ammon und kohlensaures Ammon Calciumcarbonat und auch einen Teil der Magnesiasalze als basischkohlensaure Magnesia. Den Vorgang denkt sich F. W. Pfaff[1]) nun folgendermaßen: In den Korallenästen entsteht durch Verwesung der Organismen H_2S, durch Lösung des Calciumcarbonats bildet sich das erwähnte schwefelhaltige Carbonat, kohlensaures Ammon fällt einen Teil der Magnesiasalze als basisch kohlensaure Magnesia, die dann wieder mit H_2S ein schwefelhaltiges Magnesiumcarbonat bildet. Bei Trockenwerdung des Korallenriffes wird durch das Kochsalz des Meerwassers Dolomit erzeugt, wobei die Kohlensäureentwickelung sich erklären ließe durch den Zerfall der organischen Verbindungen und die Zersetzung der dabei entstehenden kohlensauren und carbaminsauren Ammonsalze. Die Kohlensäureentwickelung hört auch bei nahezu vollständiger Trockenlegung des Riffes nicht auf. In einem durch eine Barre gesperrten Meerbusen konnten sich durch Verwesung organischer Substanzen, welche übrigens ja nicht gerade immer Korallen gewesen sein müssen, ähnliche Bedingungen vorfinden, und es werden möglicherweise auch die mit Steinsalzlagern vorkommenden Dolomite sich derartig gebildet haben. Die nötige Konzentration des Meerwassers konnte aber auch durch die Bewegungen der Ebbe entstehen, indem dadurch das Korallenriff trocken gelegt wurde, es entstehen Pfützen und Lagunen mit konzentriertem Seewasser, die also dann die Umwandlung hervorbringen können. Für allgemeiner anwendbar halte ich die Theorie Klements[2]). Auch er fußt auf der Annahme, daß es sich bei den meisten echten Dolomiten um Korallenriffe handle,

---

[1]) F. W. Pfaff, Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 9, 455 (1894).
[2]) Klement, Tscherm. min.-petr. Mitt. 14, 530 (1895).

und daß Magnesiumsulfat in gesättigter Kochsalzlösung, also ein konzentriertes Meerwasser, die Umwandlung bewirkt, dies kann in geschlossenen Seebecken bei starker Sonneneinwirkung stattfinden. Er benötigt zu seinen Umwandlungsversuchen eine Temperatur von mindestens 60°, die ja auch nicht unmöglich ist, vielleicht ist aber in der Natur eine so hohe Temperatur nicht nötig, da ja die Zeit bei der Bildung des Dolomits eine viel größere war, als bei den Laboratoriumsversuchen.

C. Klement geht von dem glücklichen Gedanken aus, daß das umgewandelte Calciumcarbonat nicht Calcit, sondern Aragonit war, und spätere Untersuchungen von Linck (S. 224) haben nachträglich die Wahrscheinlichkeit einer solchen Annahme bestätigt, denn wie wir gesehen haben, besteht ein großer Teil der Kalksteinablagerungen (Oolith) wirklich aus Aragonit [1]). Die Umwandlungsfähigkeit des Aragonits in Magnesiumcarbonat ist viel größer, als die des Calcits. Bei 91° erfolgt das Maximum der Umwandlung, bei welchem sich bei 42 Proz. $MgCO_3$ bilden [2]). Über Dolomitisierung durch chlormagnesiumhaltige Quellen berichtete v. Koenen [3]).

Magnesit. — Einzelne Magnesite kommen als Verwitterungsprodukte des Olivins vor, haben aber nicht den Charakter eines Gesteins. Andere kommen in Linsen, in stockähnlichen Massen oder in Lagern oft am Kontakt mit Talkschiefern vor, wie in Steiermark; ihr Auftreten ähnelt dem der Spateisensteine. Es ist nicht leicht zu entscheiden, ob sie durch Kontakt mit Graniten oder als chemische Absätze durch Auslaugung des Nebengesteins, durch Auftreten magnesiahaltiger Thermen infolge postvulkanischer Prozesse (wie z. B. Weinschenk annimmt) entstanden sind.

Kieselsinter. — Der Kieselsinter ist nicht immer ein rein chemischer Absatz, da an seiner Bildung auch Organismen mitwirken. Nach Weed ist der Kieselsinter, der die Mündung der Geiser des amerikanischen Yellowstone-Parks umgibt, unter Mitwirkung von lebenden Algen und Moosen aus dem heißen Geiserwasser abgeschieden worden, denn letzteres ist zum Teil zu arm an Kieselsäure, um direkt solche abzusetzen. Ein anderer

---

[1]) Tschermaks min.-petr. Mitt. **14**, 530 (1895).

[2]) Vgl. C. Doelter, Physik.-chem. Mineral., S. 212.

[3]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. **54**, 143 (1902).

Teil der Kieselsäure ist allerdings direkter Absatz, dabei soll letzterer nicht so rein sein, wie der durch Mitwirkung von Organismen entstandene. Kieseloolith tritt als Bildung aus heißen Quellen auf [1]).

Kieselschiefer. — Diese sind zum Teil mechanische Sedimente, oder aber sie sind sekundär mit Kieselsäure imprägnierte Schiefer, was zum Teil durch Kontakt mit Eruptivgesteinen herbeigeführt wurde, endlich gibt es viele organogene derartige Gebilde, indem eine Anzahl von Organismen, wie die Diatomeen und Radiolarien, Kieselsäure abscheiden können. Erstere bilden bekanntlich die Kieselgur oder Infusorienerde, wobei wir es hier mit amorpher Kieselsäure zu tun haben. Den Radiolarienschiefern weist Steinmann [2]) als Tiefseebildungen eine besondere Bedeutung zu.

Renard [3]) ist der Ansicht, daß die belgischen Kieselschiefer durch Silicifikation von Kalksteinen entstanden sind; andere sind, wie schon Hausmann fand, Absätze aus kieselhaltigen Quellen, oft sind es auch durch Kieselsäure verhärtete Tonschiefer, deren Schieferstruktur noch erhalten ist, wobei es vielleicht nach Chelius Diabaseruptionen waren, welche den Quellen Bahn brachen. Auch Feuersteine sind zum Teil organischen Ursprungs, zum Teil sind sie gewöhnliche Konkretionen, durch Kontraktion der Kieselsäure entstanden, andere betrachten sie als Ausfüllungen von Hohlräumen.

Sandsteine rühren besonders von der Zerstörung von Quarzsilikatgesteinen her, und sie sind hauptsächlich durch das Wasser geschichtet, obgleich es auch aus äolischen Sanden gebildete Sandsteine gibt (S. 234); Granite, Quarzporphyre, Gneis und Glimmerschiefer geben Material für die Sandsteine. Außer Quarz enthalten die Sandsteine Bindemittel toniger oder kalkiger Natur, welche von der Zersetzung der Feldspate, die in kleinen Mengen dem Sandstein beigemengt sind, herrühren, oder seltener aus anderen Gesteinen durch zirkulierende Lösungen hereinkommen. Im Sandstein kann sich Glimmer auch neu bilden, wohl auf ähnliche Weise, wie wir es bei der Umwandlung von Sandsteinen in kristalline Schiefer sahen. Quarzite sind um-

---

[1]) Geo. Wieland, American Journ. **154**, 262 (1897).

[2]) Ber. naturf. Gesell. zu Freiburg **16**, 18 (1905).

[3]) Bull. acad. r. de Belgique **46** (1878).

kristallisierte Sandsteine, Übergänge bilden die Kristallsandsteine, bei denen das Zement als eine Fortwachsung der Sandkörner erscheint. Törnebohm beobachtete in einem Quarzit noch dessen klastische Natur. Ausnahmsweise kann sich auch Quarzit durch Umwandlung von Kalkstein und Dolomit bilden.

Tone. Der größte Teil der Tone sind marine Ablagerungen, welche, wie die Untersuchungen von Murray und Renard[1]) beweisen, durch den Transport in Flüssen in das Meer gelangen und sich am Meeresboden absetzen. Das Meerwasser wirkt aber auch zersetzend auf Silikatgesteine und durch seine Einwirkung kann sich Ton bilden. Am Meeresgrund entsteht nach Schirlitz u. Walther[2]) durch organische Salze eine Reduktion von Sulfaten, wodurch Eisensulfid sich bildet, welches den Grundschlamm blau färbt (Blauschlamm). Die chemische Reaktion zwischen Seewasser und zersetzter organischer Substanz und dem Eisen mariner Ablagerungen gibt nach jenen Autoren Andeutungen über die Bildung von Eisensulfid und Glaukonit.

Es gibt aber auch aus Süßwasser abgelagerte Tone (Pfeifenton) und solche, welche direkte Verwitterungsbedeckungen sind, wie der oberungarische Nyirok.

Kaolin. Kaolin bildet sich aus Orthoklas durch Einwirkung von Wasser, welches mit Kohlensäure gesättigt ist; feldspatreiche Granite, Gneise, Porphyre geben das Material zur Kaolinbildung. Reines Wasser, auch warmes, wirkt nur sehr wenig auf Orthoklas und dürfte daher für die Kaolinbildung nicht in Betracht kommen. Durch einfache Verwitterung bildet sich Kaolin aus Orthoklas, wie es scheint, nicht, oder nur sehr selten. Der größere Teil der Kaoline scheint also nicht durch Auslaugung durch kohlensaures Wasser zu entstehen, sondern mit postvulkanischen Prozessen in Verbindung zu stehen. H. Rössler[3]), welcher unlängst eine genauere Untersuchung der Kaolinlagerstätten ausführte, ist wie de Launay[4]) der Ansicht, daß die Kaolinbildung keine Wirkung der Tagewässer sein könne, und beruft sich dabei auf Versuche von Daubrée, Thugutt, Collins, denen die Kaolinisierung

---

[1]) Deep Sea Deposits, p. 338.

[2]) J. Walther, l. c. S. 661; vgl. über Tonbildung auch Thoulet, Compt. rend. **123**, 765 (1896).

[3]) Neues Jahrb. f. Mineral. Beilageband **15**, 384 (1902).

[4]) Bull. soc. géol. **16**, 1064 (1888).

von Feldspat mit reinem Wasser und auch mit Kohlensäure nicht glückte; er schließt sich der von L. v. Buch ausgesprochenen Ansicht an, wonach Kaolin durch Pneumatolyse entsteht. Die kaolinisierenden Agenzien kämen aus der Tiefe, ihre Wirkung wäre eine rein chemische und vermutet er, daß Fluor, vielleicht in Gestalt von Fluorsilicium, Borsäure und auch schweflige Säure die Agenzien wären. Ob diese Ansicht für alle Kaolinvorkommen gilt, und ob nicht viel eher einzelne durch Thermalquellen gebildet werden (insbesondere ist bei Karlsbad durch Knett Kaolinisierung durch das Mineralwasser konstatiert), bleibe dahingestellt, größere Mengen von Fluor müßten glimmerbildend gewirkt haben. Jedenfalls scheint die Frage nicht abgeschlossen.

Äolische Sedimente. Auch die Denudationskraft des Windes, welche J. Walther[1]) als Deflation bezeichnet, kann zur Bildung von Ablagerungen dienen. Zu diesen gehören die Flugsande der Steppen und Wüsten, der Löß, dessen Kalkkonkretionen (Lößmännchen) später entstehen, dann der russische Tschernosem, eine humusreiche Sandbildung. Aus äolischen und anderen Sedimenten entstehen dann durch Verhärtung und den Druck überlastender Schichten Sandsteine, Sandmergel usw., hierbei spielt die kleine Menge von Bindemitteln, welche zwischen den Quarzkörnern vorkommt, und toniger auch kalkiger Natur ist, eine Rolle, mitunter scheint dieses Zement zu fehlen, und dann werden auch ältere Schichten ihren sandigen Habitus trotz des Druckes auflagernder Schichten bewahren. Dies scheint namentlich im Tertiär öfters vorzukommen, und wir kennen solche nicht verfestigte Sandablagerungen namentlich in der böhmischen Braunkohlenformation, wo sie als die gefürchteten „Schwimmsande“ den Schrecken des Bergmanns bilden.

Alaunton, Alaunschiefer. — Manche mit feinem Schwefelkies imprägnierte Tone geben durch dessen Oxydation Eisenvitriol, welches durch seine Einwirkung auf die Alkalien und Tonerde des Gesteins Alaun erzeugt, manche enthalten auch feinen Schwefel. Ähnlich ist der Prozeß bei den Alaunschiefern, deren Pyrit ebenfalls die Ursache der Alaunbildung ist. Der Pyrit bildet sich nach Forchhammer u. a. in diesen Tonen durch

---

[1]) Siehe Walther, l. c. S. 794. Über Deflation in Centralasien siehe W. Obrutschew, Verh. russ. min. Ges. 33, 229 (1895).

Mitwirkung von Meeresalgen, während Andrusow[1]) nachwies, daß sich im Schwarzen Meere, infolge mangelhafter vertikaler Zirkulation des Wassers in großen Tiefen, wo es an Sauerstoff mangelt, pyritreiche Sedimente bilden, aus denen Bakterien durch Reduktion der Sulfate Sulfide bilden. Die böhmischen Alaunschiefer haben sich nach Slavík nicht auf ähnliche Weise gebildet, sondern die benachbarten Spiliteruptionen haben Thermalquellen die Wege geöffnet, auf welchen sich Pyrit absetzte[2]).

Laterit. Als Auslaugungsprodukt erscheint in den Tropen ein eisenreiches Tonerdehydrat, der Laterit; nach Max Bauer[3]) besteht die Lateritbildung in der Auslaugung von Tonerdesilikaten unter Bildung von hydrargillit-ähnlichem Tonerdehydrat, wobei Eisen als freies Hydroxyd letzterem beigemengt ist, und die rote Farbe des Laterits verursacht. Dem Laterit ist der Bauxit verwandt, ein Laterit älterer geologischer Perioden, die tropisches Klima hatten, es ist der Rückstand von Tonerdesilikaten. Die Auslaugung der Laterite erfolgte nach Bauer durch alkalische Lösungen. J. Walther und besonders Passarge[4]) lassen die Silikate durch Salpetersäure zersetzen, wobei die reiche Tropenvegetation und die großartigen Gewitterbildungen eine Rolle spielen. Dagegen ist G. C. du Bois[5]) der Ansicht, daß, wie Bauer betonte, hauptsächlich eine Auslaugung von Tonerdehydrat aus Tonerdesilikat vorliegt, wobei das Eisen nur eine nebensächliche Rolle spielte. Als Lösungsmittel stellt er sich Schwefelsäure vor, wobei er auf die große Verbreitung von Pyrit in den zersetzten Gesteinen hinweist. Die Zersetzung dieses Schwefelkieses ergibt Schwefelsäure, welche außerdem direkt durch Oxydation des Schwefelwasserstoffs entsteht, der seinen Ursprung in der Verwesung tropischer Pflanzen hat. Aus den Lösungen schwefelsaurer Tonerde, die auf diese Weise erzeugt wurde, wurde nach ihm später durch Kohlensäure (oder richtiger wohl durch kohlensaure Alkalien) die Tonerde als Hydrat gefällt. E. Kaiser[6]) nimmt zur Auslaugung kohlensäurehaltige Lö-

---

[1]) Guide du VII. congrès géol. intern. 1897, No. 29.
[2]) Über die Alaun- und Pyritschiefer Westböhmens. Prag 1904.
[3]) Neues Jahrb. f. Mineralogie 2, 168 (1898).
[4]) Ber. des VI. intern. geograph. Kongresses. London 1895.
[5]) Tschermaks min.-petr. Mitt. 22, 1 (1903).
[6]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 56, 17 (1904).

sungen in Anspruch, welche Tonerdehydrat erzeugen, wobei sich als Zwischenprodukt ein wasserhaltiges Tonerdesilikat bildet. T. H. Holland läßt bei der Umwandlung Bakterien intervenieren [Geol. Mag. **10** (1903)].

Vierzehntes Kapitel.

Chemische Absätze, Bildung von Steinsalz, Gips und Anhydrit.

Wasser, welches Chlornatrium und Sulfate enthält, wird diese Bestandteile, falls Gelegenheit zur Verdunstung des Lösungsmittels gegeben ist, zum Absatze bringen; diese Salze und auch noch manche andere (Carnallit, Kieserit, Sylvin) können sich aus Meerwasser, zum Teil auch aus Salzseen abscheiden. Die wichtigsten Salzlagerstätten sind die ozeanischen, zu deren Bildung aber ein Zusammentreffen besonderer Bedingungen, auch klimatischer, notwendig war [1]). Zwischen den drei Mineralien, die in diesem Kapitel behandelt werden, herrschen enge genetische Beziehungen.

Woher stammt nun der Chlor- und Schwefelsäuregehalt dieser Absätze und wie gelangte er in das Meerwasser? Es wäre verfehlt anzunehmen, daß diese Bestandteile aus den Gesteinen durch Meteorwasser ausgezogen und durch die Flüsse ins Meer gelangten, es mag heute allerdings auch ihr Gehalt dazu beitragen, aber der ursprüngliche Gehalt an Chlor und Schwefel ist offenbar vulkanischen Ursprungs und eine Folge der massenhaften Exhalationen dieser Elemente bei Vulkanausbrüchen. Die wichtigeren und mächtigeren Salzlager sind ozeanischen Ur-

[1]) Es kann hier nicht die Aufgabe sein, eine ausführliche Darstellung aller genetischen Verhältnisse der Salzlagerstätten zu geben, da dies den Rahmen des Werkes weit überschreiten würde. Als Literatur siehe besonders G. Bischof, Chemische Geologie; F. Bischof, Die Steinsalzwerke bei Staßfurt 1875 und van 't Hoff, Die Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1905, sowie die Arbeiten von Ochsenius.

sprungs; damit aber durch Verdunstung die Salze des Meerwassers sich ablagern konnten, mußte das Wasser einer Bucht von der Verbindung mit dem offenen Meere abgeschnitten werden. Schon das Wasser des Mittelländischen Meeres zeigt Abweichungen von dem des Atlantischen Ozeans, und noch mehr von dem des Schwarzen Meeres oder dem des Kaspischen. Aber selbst im Ozean ergeben sich merkliche Unterschiede an verschiedenen Stellen; dies sind aber verhältnismäßig geringfügige Unterschiede gegenüber dem Wasser einer Bucht, in welcher bereits die Salzbildung begonnen hat. Vergleichen wir die Karabugasbucht des Kaspisees, welche stets als klassisches Beispiel gegolten hat, mit dem Kaspisee selbst, so finden wir im Salzgehalt bedeutende Differenzen.

Nach der Analyse enthalten 100 Teile Wasser [1])

	Im Kaspischen Meere Proz.	In der Karabugasbucht (Oberfläche) Proz.
$NaCl$	0,78	11,88
$MgSO_4$	0,305	3,32
$MgCl_2$	0,054	2,535
$CaSO_4$	0,085	0,36

Doch ist der Gehalt von $MgSO_4$ und $NaCl$ an der Oberfläche geringer als am Grunde, dagegen der von $MgCl_2$ größer. Die Veränderung des Salzgehaltes in der Tiefe zeigen die Analysen der Soole in Prozenten, berechnet auf 100 Teile trockener Salzmasse

	Oberfläche	Am Grunde
$NaCl$	65,30	66,58
$MgSO_4$	18,79	20,98
$MgCl_2$	13.93	10,40
$CaSO_4$	1,98	2,04
	100,00	100,00

[1]) Nach Kurnakoff (laut einem Referate in Zeitschr. f. prakt. Geologie 1905, S. 189, von W. Friz); siehe auch dort die Bemerkungen von Ochsenius.

Aus dem Vergleich der Analysen des Wassers aus dem Kaspischen Meere und der Karabugasbucht ist zu schließen, daß der NaCl-Gehalt nur zwischen 62 bis 65 Proz. schwankt, daß aber Magnesiumchlorid und -sulfat schwanken, wenn das eine abnimmt, nimmt das andere zu, wobei sich das Gleichgewicht je nach der Temperatur nach rechts oder nach links verschiebt, nach der Formel

$$MgSO_4 + 2NaCl \rightleftarrows MgCl_2 + Na_2SO_4.$$

Aus Versuchen, im Mineninstitute von St. Petersburg ausgeführt, schließt Kurnakoff, daß die bei 18° entnommene Soole von Karabugas an $NaCl + NaSO_4$ nicht gesättigt ist, daraus folgert er weiter, daß „in den älteren und gegenwärtigen Ablagerungen von Karabugas das Glaubersalz rein ohne Beimengung von Chlornatrium sich abscheidet". Ganz geklärt sind indessen die Verhältnisse dieser interessanten Bucht noch nicht, daher die abweichenden Meinungen von J. Walther und Ochsenius, welch letzterer eine Unterströmung annimmt, die das Kalisalz im Verein mit Magnesiumsalzen in den Kaspisee zurückleiten soll; eine solche ist allerdings nicht nachgewiesen. Ein weiteres Stadium ist das der Salzseen. Als Typen dieser dienen namentlich die der aralo-kaspischen Niederung, und unter diesen ist besonders der Elton-See genauer untersucht worden, welcher bereits Chlornatrium absetzt, also einen Übergang zwischen Meerwasser und fertigem Salzlager darstellt, er zeigt im Sommer und Winter verschiedene Absätze, weil ja in diesen verschiedenen Jahreszeiten Temperatur und namentlich Niederschlagsmenge stark wechseln. Nach der Schneeschmelze lösen sich die oberen Salzschichten wieder, während im Sommer in den Laken sich Kristalle von Chlornatrium und Gips bilden, dagegen das Bittersalz, welches sich im Winter absetzt, wieder gelöst wird. Daher zeigen auch die Analysen des Wassers in verschiedenen Monaten große Unterschiede [1]).

Diese Salzseen waren in früheren geologischen Zeiten vom Meerwasser bedeckt, durch Veränderungen des Meeresniveaus bzw. durch Hebung der Küste verschwand die allgemeine Wasserbedeckung; aber es blieben einzelne Seen und seichte Laken von Meerwasser zurück, doch haben natürlich die Flußwasser, welche

---

[1]) Roth, Allgem. chemische Geologie, S. 469.

etwa in solche Seen fließen, Einfluß auf die Zusammensetzung, sie versüßen das Wasser, wie dies beim Kaspisee, der die Wolga aufnimmt, der Fall ist, und kann sich daher Salz nur dort ablagern, wo solche Wässer nicht zufließen, wie ja überhaupt auch der Ozean an verschiedenen Stellen verschiedenen Salzgehalt hat, so daß man genau genommen keine Zusammensetzung des Meerwassers geben kann, sondern nur eine mittlere. (van 't Hoff nimmt sie mit folgender Zusammensetzung nach Absatz der Kalksalze an: 1000 H_2O, 24 NaCl, 11,5 KCl, 40,7 $MgCl_2$, 20 $MgSO_4$).

Hier noch einige Analysen von Meerwasser und Salzseewasser nach den Angaben von J. Roth[1]):

	I	II	III
NaCl	8,116	83,284	38,3
KCl	0,134	9,956	2,3
RbCl	0,003	0,251	—
$MgCl_2$	0,612	129,377	197,5
$MgBr_2$	0,008	0,193	—
$MgSO_4$	3,086	61,935	53,2
$MgCO_3$	—	—	—
$CaSO_4$	0,900	—	—
$CaCO_3$	0,078	—	—
$FeCO_3$	0,001	—	—
$Ca_3P_2O_8$	0,002	—	—
SiO_2	0,002	—	—
Summa	12,942	284,996	291,3

I. Salzgehalt des Kaspischen Meeres (Juni-August) auf 1000 Tle. Wasser; II. Wasser der Karabugasbucht (auf 1000 Tle. Wasser); III. Wasser des Elton-Sees (auf 1000 Tle. Wasser).

Die Barrentheorie. — G. Bischof erklärt die Bildung der Salzlager aus abgeschnittenen Meeresteilen durch Annahme der Verlegung der Verbindung eines solchen Teiles mit dem Weltmeere durch eine Barre, und diese Ansicht wurde namentlich von Ochsenius[2]) begründet. Salzlager bilden sich nach ihm

[1]) l. c. S. 465; vgl. Brauns, Chem. Mineralogie, S. 333.

[2]) Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle 1877, Nova acta 40 (1878); Centralbl. f. Min. 1902, S. 550; 1903, S. 416, siehe auch Zeitschr. f. prakt. Geol. 13, 167 (1905).

aus Meerbusen mit hinlänglicher Tiefe und mit einer nahezu horizontalen Mündungsbarre, welche nur soviel Meerwasser eintreten läßt, als die Busenoberfläche zu verdunsten imstande ist. Die Mächtigkeit des Salzlagers hängt von der Busentiefe und der Dauer der obwaltenden Umstände ab, zu seiner Bildung ist ein heißes Klima mit hoher Verdunstung und geringen Niederschlägen notwendig. Die Barre muß so beschaffen sein, daß sie die Salzpfanne nicht ganz schließt, so daß das Meerwasser eintreten und die Mutterlauge zurück in den Ozean treten kann. (Nach Ochsenius [1]) stammt auch das Wüstensalz aus direkt vom Ozean an den Küsten in Barrenbusen abgesetzten und nachträglich gehobenen Steinsalzflötzen.) Die Mündungsbarre muß annähernd horizontal sein und nur wenig Meerwasser eintreten lassen. Wenn die Barre periodisch geschlossen wird, was allerdings nicht häufig der Fall sein wird, werden geringe Mengen von gipsfreiem Steinsalz erzeugt. Man muß aber die Barrenlinie sich nicht ganz horizontal und ununterbrochen denken, sondern, wie Ochsenius meint, mehrere Zugänge annehmen, daher kann dann auch Calciumsulfat an einzelnen Stellen ganz fehlen. Ganz gipsfreies Salz gehört aber zu den größten Seltenheiten [2]), und das zeigt, daß die Barre eben nicht geschlossen war.

J. Walther [3]) bestreitet die Ansicht von Ochsenius, indem er darauf hinweist, daß eine Barre am offenen Meere keinen Bestand habe, nach ihm ist ja die Karabugasbucht eben die Bucht eines abflußlosen Binnensees, er meint, daß die Senkung und Hebung des Bodens eine größere Rolle spielt, und daß hier etwas Meerwasser sich in Niederungen ergossen hat und später durch tektonische Vorgänge, also durch Hebung, die Verbindung abgeschnitten wurde, wie dies in der Kaspischen Niederung der Fall ist; sein Haupteinwand besteht darin, daß eine Barre keinen Bestand im Ozean habe, welche Ansicht aber keine allgemeine Gültigkeit beanspruchen kann. Er glaubt für die Salzbildung mehr die Binnenseen in Anspruch nehmen zu müssen, was aber für alle Salzlager gewiß nicht der Fall sein dürfte. Ein sehr wichtiger Faktor ist aber, wie Walther mit Recht annimmt, das

[1]) Die Bildung der Steinsalzlager. Halle 1877.

[2]) Ochsenius, Nova acta leop.-car. Ak. Dresden 1878.

[3]) Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900; vgl. Centralbl. f. Min. usw. 1903, S. 211.

Wüstenklima mit wenig Niederschlägen, größeren Temperaturschwankungen und starker Insolation. Ein solches ist wohl geeignet, die Salzablagerung durch Verdunstung ungemein zu befördern; auch dürfte die Ablagerung in einer seichten Bucht viel eher denkbar sein und dürften mächtige Salzlager eher einer Senkung der Küste ihre Entstehung verdanken, als einem tiefen Meerbusen. Daß eine Barre öfters der zerstörenden Wirkung der Meereswellen preisgegeben ist, wie Walther betont, kann ebenfalls nicht geleugnet werden. Andererseits brauchen ja auch nicht alle Salzvorkommen ozeanischen Ursprungs zu sein, wie dies auch z. B. für das Tote Meer nicht der Fall ist. Walther geht aber gewiß zu weit, wenn er die marine Entstehung von Salz und sogar von Gips bestreitet, und meint, daß überhaupt Salzlager nur aus Binnenseen der Wüstenzone entstehen können, während doch gerade die Karabugasbucht ein schönes Beispiel für marine Salzlagerbildung ist; namentlich beruft er sich bei seinen Ausführungen auf die allerdings auffällige Fossilfreiheit der Salzlager und die Fossilführung von Gipslagern, in welchen auch Süßwasserfische vorkommen, doch sind ja in Wieliczka auch Land- und Seetiere gefunden worden; diesbezüglich scheint die Angelegenheit übrigens noch wenig geklärt [1]). Jedenfalls haben zur Bildung eines Salzlagers aus einem Meerbusen verschiedene Umstände zusammentreffen müssen, wobei das Wüstenklima der Umgegend mitgewirkt hat. Daß es sich aber in vielen Fällen um marine Ablagerungen handelt, zeigen die Arbeiten von Usiglio und namentlich von van 't Hoff, aus welchen hervorgeht, daß die Reihenfolge der Meeressalze den Löslichkeitsverhältnissen derselben entspricht. Aus den Versuchen Usiglios geht hervor, daß beim Verdunsten des Meerwassers nach Absatz von Spuren von Eisenoxydhydrat und des Kalkcarbonats die Abscheidung des Anhydrits und des Gipses erfolgt, wobei erst, wenn auf etwa $^1/_{10}$ des ursprünglichen Volums eingedampft ist, sich auch Steinsalz absetzt, zunächst mit Ton (Salzton) gemengt, welcher oft im Meerwasser suspendiert war. Nach Absatz der ersten Schichten von Gips und Salz ist aber wieder Meerwasser zugetreten, und

---

[1]) Auch Tesseyre u. Mrazec konnten in Rumänien die Ansicht Walthers nicht bestätigen (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1905.)

der Prozeß des Niederschlages und Wiederlösens hat sich sehr oft wiederholt.

Gips und Anhydrit. — Diese beiden Mineralien kommen in größeren Massen zumeist nur mit Steinsalz vor, und ist ihre Bildungsweise sehr enge mit jener ozeanischer Salzlagerstätten verknüpft, wie wir aus der Betrachtung dieser ersehen. Während es nun fast gar keine Salzlager gibt, die frei wären von Calciumsulfat, kommen Gipslager auch ohne Steinsalz vor, der Grund dieses Ausbleibens des letzteren kann entweder darin gelegen sein, daß dasselbe infolge seiner großen Löslichkeit nachträglich aufgelöst wurde, oder aber es sind Gipsbildungen, deren Entstehung nicht an die des Steinsalzes gebunden war; es kann nämlich Gips infolge von vulkanischen Exhalationen von Schwefelwasserstoff oder durch Einwirkung von Schwefelquellen, die Schwefelwasserstoff abgeben, entstehen, indem aus H_2S durch Oxydation Schwefelsäure entsteht, welche Kalkstein zersetzt und zu Gips umwandelt. Doch handelt es sich hierbei zumeist um ganz lokale Vorkommen ohne größere Verbreitung, so in dem Andesit von der Cicera in Siebenbürgen [1]), im Basalttuff von Hohenhöwen [2]) im Höhgau, an der Solfatara usw. Durch Einwirkung von Sulfatlösungen durch Verwitterung von Metallsulfiden kann aus Kalkstein ebenfalls Gips sich bilden. Hauptsächlich erklärt sich aber das Vorkommen von Gips ohne Steinsalz dadurch, daß, wenn letzteres nicht durch eine schützende Decke von undurchlässigem Gestein bedeckt wurde, das Steinsalz wieder zur Lösung kam.

Neben den erwähnten Vorgängen, die nur von sehr lokaler Bedeutung sind, haben wir also doch eigentlich nur bei der Salzlagerbildung auch diejenige von Gips und Anhydrit zu gewärtigen; Gips wird sich oft auch nachträglich aus Anhydrit bilden, und ist diese Umwandlung binnen weniger Wochen auf den Halden des Salzbergwerkes von Bex beobachtet worden, mit solcher Umwandlung ist eine Volumvermehrung verbunden. Nach Spezia hat Druck allein auf die Umwandlung keinen Einfluß, er bekam aus Calciumsulfatlösung auch bei 500 Atm. nur Gips, der Druck hat aber Einfluß auf die Umwandlungstemperatur von Anhydrit in Gips. Durch die Arbeiten von J. van 't Hoff erklärt sich jetzt,

[1]) C. Doelter, Jahrb. d. geol. Reichs-Anstalt **24**, 1874.
[2]) Weinschenk, Grundzüge **2**, 240.

warum sich einerseits Gips, andererseits auch Anhydrit bildet, die Gipsbildung ist von der Tension des Kristallwassers abhängig, nicht nur von der Temperatur. In süßem Wasser ohne Salzgehalt würde die Gipsbildung nur unter 60° stattfinden, aber in Gegenwart der Meeressalze, Chlornatrium und Chlormagnesium, wird sich bereits bei 25°, also bei einer niederen Temperatur, kein Gips, sondern nur Anhydrit bilden, und da in den Meeresbuchten mindestens eine solche Temperatur zumeist herrschte, so erklärt dies das häufige Vorkommen von Anhydrit; von sonstigen Salzmineralien kann Glauberit oberhalb 10° und Polyhalit oberhalb 0° oder sogar darunter entstehen.

Steinsalz und Abraumsalze. — In einem vollständigen Salzlager sind außer Gips, Anhydrit, Salz auch die sogenannten Abraumsalze, zumeist kalihaltige, vorhanden. Unvollständige Steinsalzlager, ohne Abraumsalze, sind natürlich viel häufiger als solche, in denen auch diese vorkommen; daß sie meistens fehlen, erklärt sich infolge Einbruch des Meeres, Zerstörung der Barre, Hebung und Trockenlegung. Durch Barrenzerstörung konnte aber auch manchmal das Steinsalz selbst gelöst werden und nur ein Gipslager zurückbleiben. Wenn überhaupt die Verdunstung und Wiederspeisung mit Wasser nicht ungestört verlief, so blieben die Abraumsalze aus, diese finden wir also nur in seltenen Fällen.

Vollständige Salzlager sind selten erhalten geblieben. Ein solches ist das Staßfurter Lager, welches sich nach Ochsenius [1]) aus dem norddeutschen Zechsteinmeerbusen, dem er die Größe des Adriatischen Meeres zuschreibt, gebildet hat. Hierzu waren jedenfalls Verhältnisse, wie sie in der kaspischen Niederung herrschen, notwendig. Zuerst hatte sich eine weit über 600 m tiefe Steinsalzschicht mit Anhydritschnüren gebildet, wobei 7 mm dicke Anhydritschnüre durch 8 bis 10 cm breite Steinsalzschichten getrennt sich absetzten, und nennt man diese Schnüre Jahresringe, weil im Sommer der Anhydrit sich absetzt, während im Winter statt dessen das Kochsalz entsteht, es hängt dies damit zusammen, daß bei Steinsalz die Löslichkeit mit der Temperatur steigt, bei Anhydrit etwas abnimmt; an diese sogenannte Anhydritregion reiht sich die Polyhalitregion, welche durch Vorherrschen von

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geolog. 1905, S. 167.

Chlornatrium, Magnesiumsulfat und Kaliumsulfat charakterisiert wird. Diese 62 m mächtige Schicht ist nach oben und unten weniger scharf begrenzt. Hier bildet sich auch Bischofit. Die Polyhalitregion wird von der Kieseritregion überlagert (ihre Mächtigkeit beträgt 56 m), bei welcher außer Steinsalz (etwa 65 Proz.) Kieserit, Carnallit, Chlormagnesium und nur kleine Mengen (2 Proz.) Anhydrit vorkommen, und schließlich erscheint die 32 m mächtige Carnallitregion mit 55 Proz. Carnallit, 25 Proz. Steinsalz, daneben Kieserit, Sylvin, Bischofit und anderen selteneren Salzmineralien [1]).

Reihenfolge der Ablagerungen. — Nachdem bereits Usiglio durch Kristallisationsversuche, d. h. durch direkte Einengung des Meerwassers, interessante Resultate erhalten hatte, ist die Frage vom chemisch-physikalischen Standpunkte durch van 't Hoff [2]) für ein vollständiges Salzlager eingehend behandelt und gelöst worden. Seine Untersuchungen, die Jahre lang ihn, W. Meyerhoffer [3]) und zahlreiche Mitarbeiter beschäftigten, sind vorbildlich für die Anwendung der physikalischen Chemie auf geologisch-genetische Probleme. Aus der Lösung des Meerwassers scheiden sich zuerst Anhydrit und Gips aus mit Steinsalz, hierauf folgt die eigentliche Salzlagerstätte. Im allgemeinen folgt die Ablagerung der einzelnen Salzmineralien der Löslichkeit, aber nicht der Löslichkeit in Wasser allein, da diese für das einzelne Salz durch Zusatz eines zweiten und dritten geändert wird. Van 't Hoff hat nun durch zahlreiche direkte Löslichkeitsversuche, wobei die Verbindungen paarweise und auch zu dritt und viert erforscht wurden, die Reihenfolge, welche der natürlichen entspricht, festgestellt, und an der Hand der Löslichkeitsdaten für die von ihm angenommene Temperatur von 25° für die 12 primären Salzmineralien (von denen aber eines, $MgSO_4 + 6H_2O$, in der Natur nicht vorkommt) die Entstehungsweise und das Zusammenvorkommen erforscht. Doch muß zum Teil eine höhere Temperatur geherrscht haben, denn es gibt auch Mineralien, die eine weit höhere Temperatur erforderten, ein Teil derselben ist

[1]) Vgl. C. Doelter, Physik.-chem. Mineralogie, S. 228.

[2]) J. van 't Hoff, Zur Bildung ozeanischer Salzablagerungen. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1905.

[3]) Vgl. besonders dessen Aufsatz: Sitzungsber. d. Wien. Akad. 104 (1895).

aber nur gelegentlich und oft an räumlich entfernten Orten zum Absatze gelangt, was verschiedenen Temperaturen an einzelnen Stellen des Salzlagers zuzuschreiben ist; manche Mineralien, die wir oft in recht beträchtlicher Menge finden, sind aber sekundärer Natur und haben sich später durch Eindringen von Wasser und Auslaugung bestehender Salze, und sekundäre Umwandlung gebildet, zu diesen gehört das technisch wichtige Mineral Sylvin (KCl) und Kainit[1]), welcher sich aus Kieserit und Carnallit bildet, daneben treten Hartsalz, Astrachanit, Thenardit, Leonit u. a. auf. Bei der Bildung der verschiedenen Mineralien spielte also die Temperatur eine wichtige Rolle. Das eingedrungene Wasser war aber wahrscheinlich nicht meteorisches, sondern Meerwasser, wie der oft auftretende Anhydrithut beweist.

Die Temperatur der Steinsalzlager. — Wir sahen bereits früher, daß ein Wüstenklima den Absatz von Steinsalz außerordentlich fördern muß; welches die höchste Temperatur eines Lagers gewesen sein muß, läßt sich zwar nicht genau ermitteln, sie kann aber, wie wir gleich sehen werden, höchstens 72° betragen haben, wird aber meistens weit geringer gewesen sein. v. Kalecsinsky[2]) hat sich namentlich mit der Temperatur der Salzseen in Ungarn beschäftigt, nach ihm steigt in diesen die Temperatur mit der Tiefe, es findet nach ihm eine Aufspeicherung von Wärme, z. B. am Medve-See bis 70° Sonnenwärme in einer heißen Wasserschicht zwischen zwei kälteren Schichten statt.

Ochsenius[3]) führt auch in seiner letzten Arbeit Beispiele dafür an, daß sich heiße Gewässer sehr lange in kühlerer Umgebung halten konnten. Er glaubt daher annehmen zu können, daß einzelne Salzteile eine höhere Temperatur lange Zeit hindurch behalten. Es ist immerhin denkbar, daß in verschiedenen Teilen eines großen Salzstockes Temperaturen von 25 bis 50° und mehr herrschten, doch läßt das seltene Auftreten derjenigen Mineralien, die zu ihrer Bildung einer höheren Temperatur be-

---

[1]) Schon G. Tschermak zeigte, daß Kainit aus Carnallit und Kieserit bei Gegenwart von Wasser entsteht. Nach Kloos bildet sich Kainit besonders in den Sätteln der Salzlager.

[2]) Über die ungarischen warmen und heißen Kochsalzseen. Budapest 1901.

[3]) Zeitschr. f. prakt. Geologie 1905, S. 171.

nötigten, darauf schließen, daß solche nur ausnahmsweise an einzelnen. Stellen vorkamen; denn auch nach der Entstehung eines Salzlagers werden doch an verschiedene Stellen und verschiedenen Tiefen nicht allenthalben gleiche Temperaturen verbliebenen sein.

Erst durch die Arbeiten van 't Hoffs[1]) ließen sich Schlüsse auf die Temperatur bei Bildung der Salzmineralien ziehen und hat er durch Beobachtung der Paragenesis ein geologisches Thermometer geschaffen; van 't Hoff hatte die Abscheidungsfolge bei 25° experimentell festgestellt, eine Reihe von Körpern bildet sich aber erst bei höherer Temperatur, das sogenannte Hartsalz[2]) entsteht erst bei 72°, und ist dies die einzige Erscheinung, welche auf eine derartige Temperatur schließen ließe, eine höhere wäre wohl ausgeschlossen, doch hat der genannte Forscher die Verhältnisse auch bis 83° studiert. Zur Zeit der Bildung der Abraumsalze wird es aber, wie man aus dem Verschwinden des Magnesiumhexahydrats bei den Versuchen schließt, wohl mehr als 25° (etwa 32°) brauchen, aber im allgemeinen weniger als 37°. Aus den Untersuchungen von van 't Hoff geht aber hervor, daß namentlich bei 37°, bzw. 43° und 46° sich die Mineralien Langbeinit, Loeweït und Vanthoffit bilden, diese sind aber sehr selten, namentlich letztere beide, und dies zeigt, daß jene höheren Temperaturen wohl selten erreicht werden. Die Temperatur von 72°, welche aus der Bildung von Hartsalz gefolgert wurde, muß aber nicht unbedingt erreicht worden sein, wenn man bedenkt, daß die Zeit zur Ausbildung derselben bei den Laboratoriumsversuchen fehlte. Wenn nämlich eine Mischung von Carnallit und Kieserit kurz mit Wasser behandelt wird, so kann sich die Verwandlung von Carnallit in Sylvin auch unterhalb der Temperatur von 72° vollziehen. Van 't Hoff hat übrigens auch die Verhältnisse unter 25° studiert und dabei gefunden, daß bei 13° das in Salzlagern nicht vorgefundene Salz $MgSO_4 + 6H_2O$ verschwinden würde, bei 18° der Kieserit (richtiger zwischen 13° bis 28°). Bei 13,5° würde der Thenardit entfallen und Glaubersalz entstehen, bei 18° würde überdies Leonit und bei 4,5° der Astrachanit entfallen. Ochsenius glaubt, daß die Temperatur des Lagers 40° betragen hat, während

[1]) van 't Hoff, l. c., S. 42.

[2]) Ein Gemenge von Kieserit, Sylvin und Steinsalz, welches bei 72° aus Kainit sich abspaltet.

van 't Hoff mit Kalecsinsky 72° als Höchsttemperatur veranschlägt. Nach dem vorhergehenden könnte man demnach bis auf das Hartsalz mit Temperaturen von 31° bis 46° auskommen. Aber die Bildung von Hartsalz verlangt größere Wärme, ob sie nur stellenweise höher stieg oder allgemeiner, läßt sich nicht ganz sicher behaupten, es wäre aber möglich, daß sie stellenweise bis 70° angestiegen wäre, was in einem Wüstenklima leicht denkbar ist. Ochsenius glaubt mit 40° auszukommen, was aber die Hartsalzbildung nicht erklären kann; es ist wahrscheinlich, daß die normale Temperatur des Salzstockes nur 31 bis 37° betrug, daß sie aber an manchen Stellen durch Zutritt oben erwärmten Wassers und starke Insolation sich stellenweise sogar bis etwa 70° erhöhte.

Einfluß der Zeit und des Druckes. Bezüglich der Zeit hat van 't Hoff gezeigt, daß Übersättigungen sehr langsam aufgehoben werden und oft Körper auftreten, deren Bildung man wegen ihrer Ausscheidung bei Versuchen im Laboratorium höheren Temperaturen zuschreiben wollte, die aber, falls die Versuche viele Monate lang dauern, auch bei niederer Temperatur eintreten; das gilt namentlich für die Mineralien Kieserit, Leonit, Kainit. Der Einfluß des Druckes ist sehr gering, der Umwandlungspunkt bei der Tachhydritbildung wird um 0,016° pro Atmosphäre erhöht. Die Umwandlungstemperatur von Anhydrit aus Gips 63,5°, wird durch einen Druck von 20 Atmosphären um 1° erniedrigt, wenn dieser Druck einseitig so erfolgt, daß etwa gebildete Flüssigkeit seitlich ausfließen kann.

Größere Schwierigkeiten bereitet uns die Erklärung der Bormineralien, unter welchen der Boracit vorherrscht. Die übrigen Bormineralien scheinen hauptsächlich durch Umwandlungen dieses Körpers hervorgegangen zu sein, worüber wohl die späteren Forschungen van 't Hoffs Aufschluß bringen werden. Woher die Borsäure der Salzlager stammt, ist zwar nicht endgiltig festgestellt, man muß aber wohl annehmen, daß die Borate in der Mutterlauge vorhanden waren, andererseits tritt Bor in größeren Mengen (außer dort, wo es sich durch Sublimation bildete) nur in wenigen Boraxseen auf (manche Bergleute sind der Ansicht, daß die Borsäure durch heiße Quellen aus der Tiefe gelangt ist).

Die Erhaltung einer Salzlagerstätte ist aber nicht überall möglich gewesen, die Gewässer konnten das lösliche Salz wieder

zerstören, und war die Bildung eines Salzlagers nur dort möglich, wo entweder das Klima wie in der Wüste regenfrei war, oder wo durch Bedeckung des gebildeten Salzes mit Mineraldetritus oder mit einer undurchlässigen Decke von Anhydrit, Gips oder Ton dieses geschützt wurde. Man hat berechnet, daß, um 1 cbm Steinsalz zu bilden, 74 cbm Meerwasser notwendig waren [1]).

In einem von Flüssen gespeisten Salzsee, wie das Tote Meer, würden die Vorgänge andere sein. Das Chlornatrium scheidet sich gleichzeitig mit dem Calciumkarbonat aus; im Frühling scheidet sich ersteres nicht ab, dann entstehen nur mechanische Absätze. In der warmen Jahreszeit, wo die Zuflüsse gering sind, werden die chemischen Absätze der genannten Salze erfolgen; tritt wieder reichlicher Regen ein, so enthalten die Sedimente wieder weniger Kochsalz, so daß dann ein beständiger Wechsel von verschiedenen unregelmäßig dicken Schichten aus Steinsalz sich bildet, wie es nach G. Bischof der Salzstock von Hall zeigt, natürlich bildet sich daneben auch Gips.

Salpeter. Die Heimat des Natronsalpeters ist das regenlose Gebiet an der Grenze von Chile und Bolivia. Ochsenius [2]) nimmt an, daß der Salpeter aus Steinsalzlagern stamme. Aus den vulkanischen Bergen der Anden stammt Kohlensäure, welche das Salz in Natronkarbonat umwandelt, und die Umwandlung dieses soll durch Ammoniakguano, der aus den gegenüberliegenden Guanoinseln stammen soll, vor sich gegangen sein, da das Ammoniak sich in Salpetersäure umsetzte; neuerdings hat Plagemann [3]) die Entstehung dieses Minerals vom Standpunkte der Gärungschemie behandelt, und bringt sie mit der Gesteinsverwitterung und gleichzeitigen Verwesung organischer Reste in Zusammenhang. Bei dem durch Bakterien vermittelten Zerfall stickstoffhaltiger Organismen entsteht Ammoniak, welches durch „Salpeterbakterien oxydiert wird, wobei sich die gebildete Salpetersäure mit den Alkalien zu Salpeter verbindet“. Dieser entsteht aber meist durch die Zwischenstufe des Kalksalpeters, dazu ist ein feuchtes, heißes Klima notwendig und eine Temperatur, die möglichst 37° betragen soll.

---

[1]) Roth, l. c., S. 550.

[2]) Zeitschr. d. geol. Ges. **40** (1888), u. **41**, 371 (1889).

[3]) Der Chilesalpeter, aus: Die Dungstoff-Industrie der Welt, Berlin 1904, und Geologisches über Salpeterbildung vom Standpunkte der Gärungschemie, Hamburg 1896.

Der ursprüngliche Salpeter konnte sich aber nur ausnahmsweise erhalten dort, wo das frühere heiße, feuchte Klima sich in trockenes Steppenklima verändert. Da Natron leichter aus Gesteinen ausgelaugt wird als Kali, so herrscht der Natronsalpeter vor. Es gibt also bezüglich der natürlichen Salpeterbildung sehr verschiedene Ansichten [1]), von denen bisher keine befriedigt; außer dem Guano hat man noch Einschwemmen von Tang bei ozeanischer Bildung herbeigezogen, eher wäre noch an vulkanische Bildung zu denken.

Auch die Soda kommt entweder aus den Sodaseen oder aus Wüstengegenden. Ursprünglich stammen die Natronkarbonate aus Natronsilikaten, welche durch Verwitterung in fließende Gewässer gelangen, zum Teil sind sie direkte Zersetzungsprodukte, zum Teil stammt das Natrium aus Chlornatrium und Natriumsulfat, so sollen nach Hilgard [2]) die Sodaablagerungen der Wüsten durch Umwandlung jener Salze bei Gegenwart von Calciumkarbonat entstehen, wobei überschüssige Kohlensäure, die vulkanischen Ursprungs sein soll, nötig ist. Tanatar [3]) ist der Ansicht, daß Soda aus der Reaktion von Natriumsulfat auf doppeltkohlensaures Natron entsteht, wobei ein Zusammentreffen von Kohlensäure, Kalk- und Natriumsulfat notwendig ist, eine Ansicht, die H. Vater [4]) bekämpft. Nach ihm sind Bodenbakterien bei der Sodabildung nötig gewesen. Die näheren Verhältnisse bleiben vorläufig noch recht unklar [5]).

Als weitere chemische Sedimente sind noch zu erwähnen die Kieseltuffe, Kalktuffe, Glaukonit, Süßwasserquarzit, die bereits früher angeführt wurden; auch der Limonit oder Raseneisenstein bildet sich aus wässerigem Absatz, aber die Eisenbakterien spielen hierbei eine Rolle, wir haben überhaupt gesehen, daß bei manchen der für direkte chemische Absätze gehaltenen Gesteine Bakterien bei ihrer Entstehung einwirken, wie dies bei der Soda- und Salpeterbildung der Fall ist.

---

[1]) C. Ochsenius, Die Bildung des Natronsalpeters 1877.

[2]) Berl. chem. Berichte **25**, 3624 (1892). Americ. Journal **152**, 100 (1896).

[3]) Ibid. **29**, 434 (1896).

[4]) Zeitschr. f. Kristallographie **30**, 373 (1899).

[5]) Vgl. C. Doelter, Physik.-chem. Mineral., S. 224.

Nachträge.

Zu Seite 1. Himstedt hatte die Frage aufgeworfen, ob nicht die Radioaktivität der Erdbestandteile zur Erklärung der Erdwärme herbeigezogen werden könne, worauf auch Benndorf auf der Meraner Versammlung der Naturforscher und Ärzte aufmerksam machte. C. Liebenow[1]) berechnet vorerst die Wärmeleitungsfähigkeit der Erdschichten mit 0,006 cm/sec, wogegen er für die Tiefenstufe den niedrigsten Wert von 1⁰ pro 30 m annimmt; die Wärmemenge, welche pro Sekunde von dem Erdinnern abgegeben wird, ist rund 10^{10} Kilogrammkalorien pro Sekunde. Er meint, daß diese Wärme durch radioaktive Substanzen erhalten werden kann. Wichtig wäre meiner Ansicht nach der Umstand, daß, da das Radium wahrscheinlich in den oberen Schichten sich findet, man zwar nicht den Schluß Liebenows anzunehmen braucht, daß deshalb eine Zunahme der Erdtemperatur nach der Tiefe nur in der Nähe der Oberfläche vorhanden sein soll, daß sich aber sehr wohl durch Radiumemanationen der abnorm hohe Wert der Tiefenstufe an den uns zugänglichen Schichten erklären könnte.

Zu Seite 99. In bezug auf die basischen Eruptionen macht Steinmann[2]) aufmerksam, daß gewisse basische Tiefengesteine, die Ophiolithe (also besonders Serpentine, Gabbros, daher wohl die gabbro-peridotitischen Magmen) in Verbindung mit Kieselschiefern (Radiolith) stehen, die auf eine Bildung aus Tiefseen deuten; basische Gesteine sind also häufig Tiefsee-Eruptionen. Dies würde mit der erwähnten Tatsache stimmen, daß Inselvulkane

[1]) Physik. Zeitschr. 1904, Oktobernummer, 625.
[2]) Mitt. d. naturf. Gesellschaft zu Freiburg **16**, September 1905.

eher basisches Magma fördern als kontinentale. Nur dieses Magma kommt rein an die Oberfläche, während kontinentales Vulkanmagma bei der Aufschmelzung sauer wird.

Zu Seite 133. H. A. Miers macht auch auf den Einfluß der Übersättigung sowie auf das labile Gleichgewicht bei Silikatschmelzen aufmerksam (British Association for the Advancement of Science 1905).

Auf der Meraner Versammlung der Naturforscher und Ärzte (1905) besprach ich auch den Einfluß der Viskosität der Silikatschmelzen auf das Gleichgewicht und die Verzögerungen, welche die Geschwindigkeit, mit der sich das heterogene Gleichgewicht herstellt, infolge der Viskosität erleidet.

Zu Kap. XII. Das ausführliche Werk von van Hise über Metamorphismus gelangte erst in meine Hände, als der größte Teil des Manuskriptes bereits im Druck war und konnte daher nicht mehr berücksichtigt werden, ebensowenig wie das neueste Werk über Salpeter von C. Ochsenius.

G. Gürich ist der Ansicht, daß die Assimilationstheorie auch bei Erklärung der Entstehung kristalliner Schiefer angewandt werden kann; seiner Meinung nach kann Pressung allein aus Granit nicht Gneis hervorbringen (Verh. d. d. Naturforscher-Versammlung. Breslau 1904).

Berichtigung.

Seite 16, Zeile 3 der Anmerkung statt konnte lies könnte.
„ 23, „ 23 statt Trenner lies Trener.
„ 139, „ 20 statt Cummingham lies Cunningham.

AUTORENREGISTER.

A.

B.

C.

D.

F.

G.

H.

I.

J.

K.

L.

M.

N.

O.

SACHREGISTER.

Q.

R.

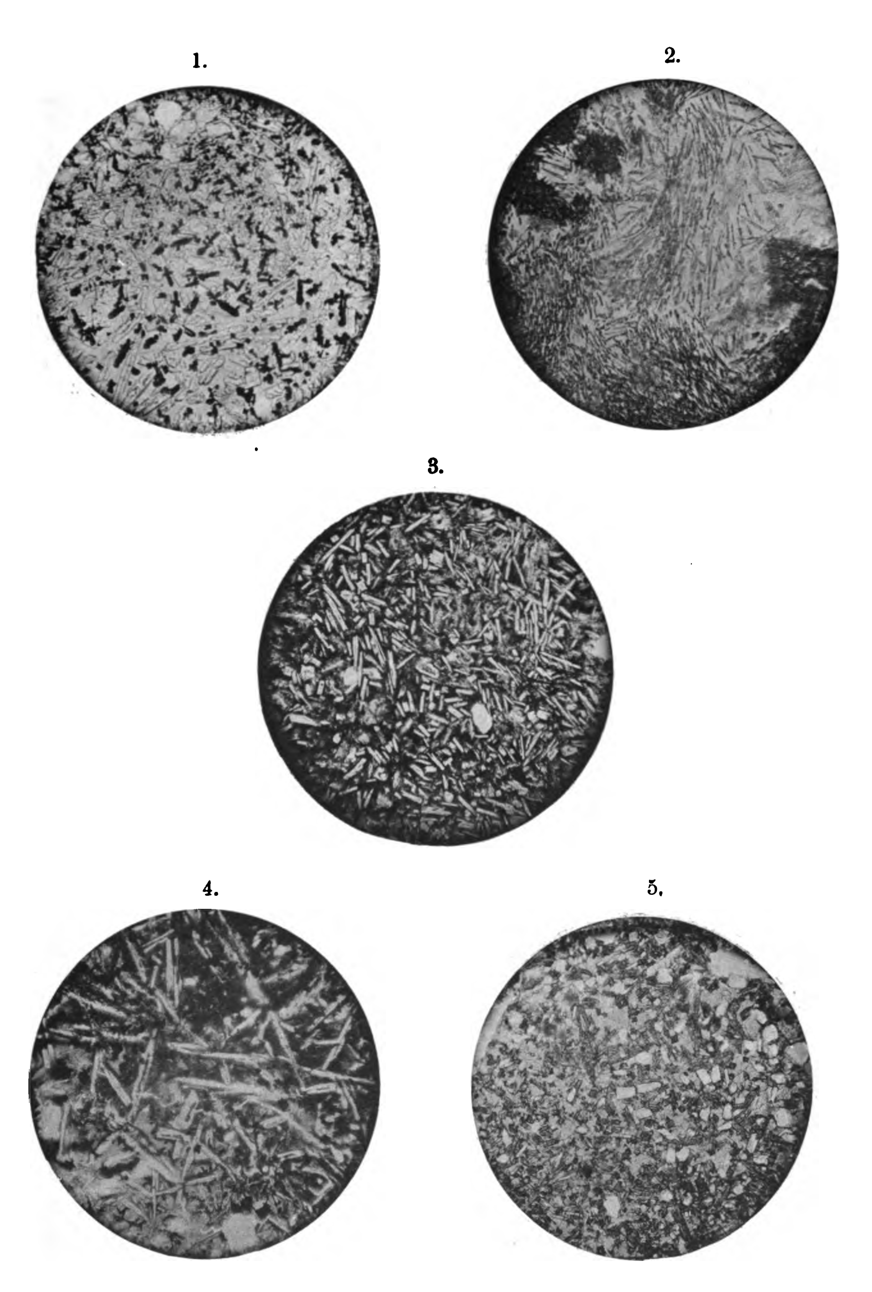
S.

T.

Tafelerklärung.

1. Schmelze aus 6,5 Magnetit, 60 Olivin und 33,5 Albit bestehend, letzterer ist zum größten Teil glasig erstarrt.
2. Schmelze aus 50 Augit, 25 Leucit, 25 Oligoklas. Es schied sich nur wenig Leucit aus. Das Schmelzprodukt zeigt Fluktuationsstruktur.
3. Schmelze aus 10 Magnetit, 70 Labrador und 20 Augit gebildet.
4. Schmelze aus 50 Labrador, 35 Augit und 15 Magnetit entstanden.
5 Schmelze aus 75 Anorthit, 10 Hedenbergit und 15 Olivin erhalten.

Künstliche Gesteine.



Doelter, Petrogenesis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

15000. 12. 11.

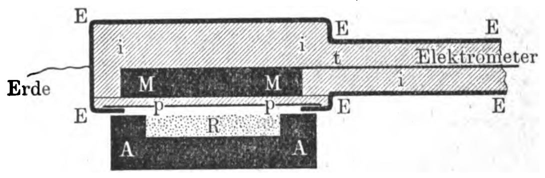
Verzeichnis der Mitarbeiter

(Weitere Hefte in Vorbereitung)

Die Wissenschaft — Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen — Heft 1

Untersuchungen über die radioaktiven Substanzen

Von **Mme. S. Curie.** Übersetzt und mit Literatur-Ergänzungen versehen von W. Kaufmann. Dritte Auflage. Mit 14 Abbildungen. VIII, 132 S. 1904. Geh. M 3.—, geb. M 3.80.



Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 4

Die physikalischen Eigenschaften der Seen

Von Dr. Otto Freiherr von und zu Aufsess,
Assistent für Physik a. d. Kgl. techn. Hochschule in München.

Mit 36 Abbildungen. X, 120 S. 1905. Geh. M 3.—, geb. M 3.60.

Aus den Besprechungen.

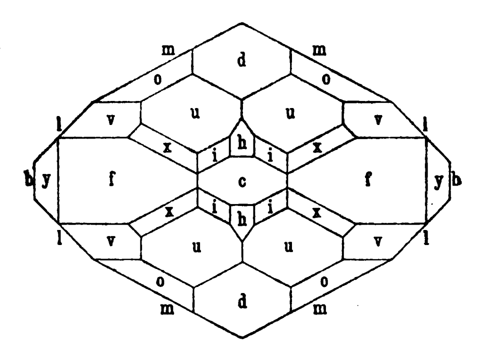
Blätter für höheres Schulwesen. „Die Darstellung ist ganz elementar und sehr klar gehalten. Der Inhalt gliedert sich naturgemäß in die Mechanik, Akustik, Optik und Thermik der physikalischen See-Erscheinungen. Besonders interessant sind die Untersuchungen über den so viel diskutierten Grund der Verschiedenfarbigkeit der Seen. Die Erscheinungen des Wasserschattens werden mit dem Brockengespenst in zutreffende Parallele gestellt. Aber von dem allergrößten Interesse sind S. 63 ff. die Ausführungen über die Brechungserscheinungen beim Übergange des Lichtes von Wasser in Luft. Es wird hier ganz elementar nachgewiesen, wie relativ und einseitig unsere Erkenntnis der Dinge ist. Wir sehen alle Gegenstände nur durch das Medium Luft, ein Wasserbewohner sieht dieselben Gegenstände durch das Medium Wasser ganz anders als wir, ja er sieht sogar Sachen, die wir als aus einem Stücke bestehend, als kontinuierliche Massen bezeichnen, in Stücke zerteilt!! Das Buch sei auch für die Schüler der obersten Klasse empfohlen."

Himmel und Erde. „Was der Physiker vom weitverbreitetsten Stoffe auf unserem Erdball, dem Wasser, zu sagen weiß, ist fast lückenlos in dem Aufsessschen Buche zusammengefaßt worden. Wir erfahren etwas über die Wellenbewegung an der Oberfläche, die Strömungen, Fortpflanzung des Schalles im Wasser, über die Durchsichtigkeit und die thermischen Verhältnisse. Besonders eingehend behandelt der Verfasser auf Grund eigener Versuche die Durchsichtigkeit und Farbe der Gebirgsseen, wobei er die Frage entscheidet, ob letztere chemischer oder physikalischer Art ist. Wir empfehlen das Buch besonders allen denen, die es lieben, ihre Erholung in einer liebevollen Betrachtung der Natur zu suchen."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die neuere Entwickelung der Kristallographie

Von **Dr. H. Baumhauer**, *Professor an der Universität zu Freiburg i. d. Schweiz.* *Mit 46 Abbildungen. VIII, 184 S. 1905. Geh. M 4.—, geb. M 4.60.*



Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 10

Die psychischen Maßmethoden

Von Dr. G. F. Lipps, Privatdozent der Philosophie an der Universität Leipzig. Mit 6 Abbildungen. X, 151 S. 1906. Geh. M 3.50, geb. M 4.10.

Aus den Besprechungen.

Literarisches Zentralblatt. „In der Literatur begegnet man noch so oft unklaren und fehlerhaften Anschauungen über die psychischen Maßmethoden, daß eine umfassende monographische Darstellung der letzteren sicher einem Bedürfnis entspricht. G. F. Lipps gibt nun in der Tat eine Monographie, welche auch zur ersten Einführung in das Gebiet sich recht gut eignet. Er hat sich dabei weiter die doppelte Aufgabe gestellt: einesteils zu zeigen, daß die von Fechner in Anlehnung an das gewöhnliche Fehlergesetz begründeten Maßmethoden unzureichend sind, und anderenteils den Weg anzugeben, auf dem man ohne Voraussetzung eines bestimmten Fehlergesetzes zu einer allen Bedürfnissen der experimentellen Psychologie genügenden Methode der Maß- und Abhängigkeitsbestimmung gelangt. An den Ausfall dieses letzteren Versuches knüpft sich in wissenschaftlicher Beziehung das Hauptinteresse an der Abhandlung des Verfassers."

Physikalische Zeitschrift. „Wer den Wunsch hegt, einen Überblick über das Rüstzeug der messenden Psychologie zu gewinnen, dem wird das vorliegende zehnte Heft der Viewegschen Sammlung „Die Wissenschaft" sehr willkommen sein. Das Buch wird sich bald einen größeren Freundeskreis erwerben."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 11

Der Bau des Fixsternsystems

mit besonderer Berücksichtigung der photometrischen Resultate

Von **Dr. Hermann Kobold**, außerordentl. Professor an der Universität und Observator der Sternwarte in Kiel.

Mit 19 Abbildungen und 3 Tafeln. XI, 256 S. 1906.

Geh. M 6.50, geb. M 7.30.

Inhaltsverzeichnis. Einleitung. Erster Abschnitt. Die Instrumente und Beobachtungsmethoden. 1. Die Ortsbestimmung: Sternbilder. Sternnamen. Sternkoordinaten. Präzession. Relativer Ort. Verwandlung der Koordinaten. 2. Die Helligkeit: Visuelle Helligkeitsbestimmung. Die photometrische Skala. Die Photometer und ihre Theorien. Photographische Sterngrößen. Extinktion des Lichtes in der Atmosphäre und im Weltenraume. 3. Die Farbe der Gestirne. Die Schmidtsche Skala. Purkinje-Phänomen. 4. Das Spektrum, Vogels Sternklassen. Secchis, Pickerings, Lockyers Klassifizierung. 5. Die Entfernung: Wirkung auf den Ort der Gestirne. Absolute und relative Messung. Photographische Methode. Doppelsterne. Relative und absolute Parallaxe. 6. Die Bewegung: Die Eigenbewegung. Die Radialgeschwindigkeit. Die totale Bewegung. 7. Die Sternverteilung: Die scheinbare Verteilung. Zusammenhang zwischen Sternzahl, Helligkeit und Entfernung. Anwendung der Wahrscheinlichkeitslehre. — Zweiter Abschnitt. Die Einzelresultate. 1. Der Sternort: Sternkataloge. Sternkarten. Die Durchmusterungen. Die photographische Himmelskarte. 2. Die Helligkeit. Angaben des Ptolemäus. Schätzungen Argelanders und Goulds. Die photometrischen Messungen und ihre Vergleichung. Sterngröße nach den photographischen Aufnahmen. Photometrische Größe der Sonne. 3. Die Sternfarbe: Osthoffs Katalog. Potsdamer Katalog. Einfluß der Färbung auf die Helligkeitsmessung. 4. Das Spektrum: Spektroskopische Durchmusterungen. Verteilung der Spektra. Verteilung der Sterne der einzelnen Spektralklassen. 5. Die Entfernung: Die Einzelresultate. Sterne mit großer Parallaxe. Zusammenhang zwischen der Entfernung und der absoluten Helligkeit, bzw. dem Spektrum. 6. Die Bewegungen: Kataloge der Eigenbewegungen. Werte der Radialgeschwindigkeiten. Erklärung der Bewegungen. Herschels Arbeiten. Bessels Methode. Die Grundgleichungen zur Bestimmung der Sonnenbewegung. Argelanders, Airys Methode. Kapteyns Bestimmung. Größe der Sonnenbewegung nach diesen Methoden. Die Resultate aus den beobachteten Radialgeschwindigkeiten. Resultate aus den totalen Bewegungen. Unzulänglichkeit der Darstellung und ihre Ursachen. Nichtgeradlinige ungleichförmige Bewegung. Systematische Fehler der Eigenbewegungen. Beziehungen der Bewegungen zur Milchstraße. Schoenfelds Methode und deren Resultate. Bakhuyzens Untersuchungen. Kobolds neue Untersuchungen nach der Bessel-Koboldschen Methode und ihre Resultate. Gegenüberstellung. Gesetzmäßigkeiten in den Eigenbewegungen. Engere Sternsysteme. Beziehungen zwischen der Bewegung und der Helligkeit bzw. dem Spektraltypus. 7. Die scheinbare Verteilung der Sterne und ihre Beziehung zur Milchstraße: Herschels Eichungen. Struves Zählungen. Littrows Bearbeitung der B. D. Houzeaus Zählung. Goulds Kreis. Schiaparellis und Stratonoffs Arbeiten. Pickerings Untersuchungen. Seeligers Darstellung der Sternzahlen. — Dritter Abschnitt. Der Bau des Fixsternsystems. 1. Das Phänomen der Milchstraße: Die statistischen Resultate. Seeligers, Plassmanns, Eastons, Stratonoffs und Ristenparts graphische Darstellungen. Charakter und Struktur der Milchstraße. Lage der Milchstraße. 2. Die räumliche Anordnung des Universums: Herschels Sternsystem. W. Struves Theorie. Darstellung der Sternzahlen durch dieselbe. Wert für den Extinktionskoeffizienten. Schiaparellis Annahmen. Seeligers Lösung. Abhängigkeit der Entfernung von der Helligkeit und der Größe der Eigenbewegung. Gyldens und Kapteyns Ausdrücke für die mittlere Parallaxe. Comstocks Untersuchungen an sehr schwachen Sternen. 3. Die Bewegungen im Universum: Argelanders und Mädlers Hypothese. Beobachtungsresultate in Globularsystemen. Mathematische Darstellung. Untersuchung einzelner Spezialsysteme. — Schlußwort. — Anhang. 1. Tafel der Sterne mit bekannter Parallaxe. 2. Tafel der Sterne mit großer Eigenbewegung. 3. Literaturverzeichnis. — Register.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 12

Die Fortschritte der kinetischen Gastheorie

Von Dr. G. Jäger, Professor der Physik an der techn. Hochschule in Wien. Mit 8 Abbildungen. XI, 121 S. 1906. Geh. M 3.50, geb. M 4.10.

Inhaltsverzeichnis.

Aus den Besprechungen.

Chemiker-Zeitung. „Die ausführliche Einleitung des Werkchens gibt eine ausgezeichnete klare Darstellung der kinetischen Gastheorie. Schon wegen derselben kann das Büchlein, das aus der Feder des durch seine „theoretische Physik" wohlbekannten Verfassers hervorgegangen ist, bestens empfohlen werden. Der Hauptteil ist zunächst Boltzmanns Untersuchungen gewidmet. Das H-Theorem und seine Beziehung zum zweiten Hauptsatze der Wärmetheorie finden zuerst ihre Ableitung, sodann die Sätze über Geschwindigkeitsverteilung und Dichteverteilung in einem Gase, in dem innere und äußere Kräfte wirken. Der Verf. verfolgt hier anschauliche und originelle Methoden. Die Anwendung wird auf die Zustandsgleichung nicht zu stark komprimierter Gase gemacht, wobei der Verf. den Arbeiten von M. Reinganum folgt. Der Temperaturkoeffizient der inneren Reibung, der in letzter Zeit befriedigende Erklärung fand, wird ebenfalls besprochen. Es folgen die Untersuchungen von Smoluchowski über den Temperatursprung der Wärmeleitung in Gasen und eigene Forschungen des Verf. über die Theorie der Flüssigkeiten. Das Büchlein kann daher allen, die sich für die auch in der Elektrizitätslehre immer mehr Bedeutung gewinnende kinetische Theorie interessieren, wärmstens empfohlen werden."

Elektrochemische Zeitschrift. „Mit Bezug auf die Wichtigkeit, die gegenwärtig die Arbeiten über die Elektrizität in Gasen erlangt haben, dürfte die vorliegende kurze und dabei doch in bezug auf die Hauptmomente erschöpfende Zusammenfassung der Resultate der kinetischen Gastheorie nicht unwillkommen sein. Die Darstellung ist eine klare und deutliche und es ist fast durchweg eine eingehende mathematische Begründung gegeben."

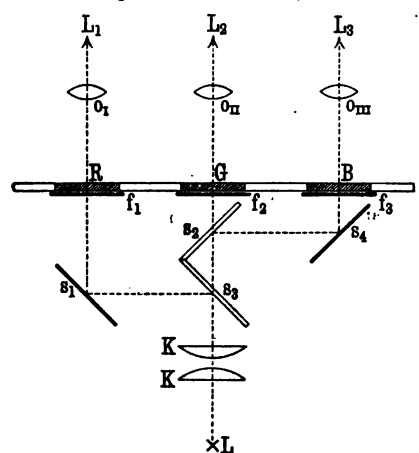
Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 14

Die Grundlagen der Farbenphotographie

*Von **Dr. B. Donath.** Mit 35 Abbildungen und einer farbigen Ausschlagtafel. VIII, 166 S. 1906. Geh. M 5.—, geb. M 5.80.*

Inhaltsverzeichnis. I. Teil. **Die direkten Verfahren der photographischen Farbenwiedergabe.** Farbenwiedergabe. Erstes Kapitel. Die photographische Farbenwiedergabe durch stehende Lichtwellen. Geschichtliches. Theorie des Verfahrens: Begriff des Wellenstrahles. Lichtwellen. Reflexion der Lichtwellen (Phasenverlust). Scheinfarben durch Interferenz. Die Zenkersche Theorie. Experimentelle Beweise für die Richtigkeit der Theorie (Veränderung der Farben mit dem Beobachtungswinkel und durch Auseinandertreten der Elementarspiegel. Komplementäre Farben im durchfallenden Lichte. Nachweis der Elementarschichten in mikroskopischen Dünnschnitten). Weitere theoretische Betrachtungen (Die Beziehungen des Silberkornes zur Schichtenbildung. Die speziellen optischen Eigenschaften von Chromgelatine, kohärentem u. molekularem Silber. Elementarspiegelabstand und Phasenverlust. Abhängigkeit der Farbenwiedergabe von der Expositionszeit. Die Beziehungen der Tiefenwelle zur Oberflächenwelle. Lippmannsche Spektra höherer Ordnung). Praktische Ausübung des Lippmannschen Verfahrens. — Zweites Kapitel. Die photographische Farbenwiedergabe durch Körperfarben. Geschichtliches. Theorie des Verfahrens. Ausübung des Ausbleichverfahrens. — II. Teil. **Die indirekten Verfahren der photographischen Farbenwiedergabe.** Erstes Kapitel. Geschichte und Theorie des Dreifarbenverfahrens. Geschichtliches. Theorie: Additive u. subtraktive Farbenmischung. Geometrische Konstruktion der Mischfarben. Grundfarben. Die Theorien der Farbenwahrnehmung von Young-Helmholtz und Hering. Experimentelle Bestimmung der Grundfarben. — Zweites Kapitel. Die photographische Analyse nach den drei Grundfarben. Sensibilisatoren und Filter: Die Beziehungen der Aufnahmefilter zu den Reproduktionsfiltern und Sensibilisatoren. Die praktische Durchführung der Analyse: Die Sensibilisierung der Platte. Aufnahme und Entwickelung. Einfluß der Schwärzungskurve auf die Richtigkeit der Farbenwiedergabe. - Drittes Kapitel. Die additive Synthese der Teilbilder (Grenzen der authentischen Reproduktion). — Viertes Kapitel. Additive Wiedergabe mit Hilfe von Beugungsspektren (Theorie und Ausübung des Verfahrens). — Fünftes Kapitel. Additive Farbenwiedergabe mit dem Dreifarbenraster. — Sechstes Kapitel. Die subtraktive Synthese der Teilbilder. Theorie: Wahl des Farbensystems. Beziehungen zwischen dem Grundfarbensystem, den Aufnahmefiltern und Sensibilisatoren. Ausführung der subtraktiven Synthese: Die Herstellung transparenter Dreifarbenbilder. Subtraktive Bilder auf reflektierender Grundlage. Der Dreifarbendruck (Flachdruck und Hochdruck). — Literaturverzeichnis. — Namenverzeichnis.



Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Eiszeit

*von **Dr. F. E. Geinitz**, o. Professor an der Universität Rostock. Mit 25 Abbildungen, 3 farbigen Tafeln und 1 Tabelle. XIV, 198 S. Geh. M 7.—, geb. M 7.80.*

Inhaltsverzeichnis. Einführung. Fauna und Flora des Quartärs. Gletscherentwickelung im Quartär. Verbreitung des quartären Glazialphänomens. Frühere Eiszeiten. Landverteilung vor der Eiszeit. Ursache der Eiszeit. Zeitberechnungen. Die Glazialablagerungen. Einfluß der Vereisung auf den Untergrund. — I. Das nordeuropäische Glazial. 1. Gebiet Skandinavien-Rußland-Norddeutschland-Holland. a) Art des Vorkommens und Verbreitung: Skandinavien. Finnland. Rußland. Bornholm. Dänemark. Norddeutschland. Holland. b) Gliederung des nordeuropäischen Quartärs: Präglazial (Altquartär); Fluvioglazial oder Extraglazial. Interglazial. c) Die Verhältnisse nach dem Abschmelzen der Eisdecke (Postglazial, Spätglazial). d) Die postglazialen Niveauschwankungen. 2. Das Glazial Großbritanniens. — II. Das Glazialphänomen der Alpen. — III. Das Gebiet zwischen alpiner und nordischer Vergletscherung. 1. Die extraglazialen Ablagerungen, ihre Gliederung und Beziehung zum prähistorischen Menschen. 2. Die vergletscherten deutschen Mittelgebirge und ihr Vorland. — IV. Eiszeitgletscher im übrigen Europa. — V. Die Eiszeit Nordamerikas. — VI. Die Polarländer. — VII. Die Eiszeit auf den übrigen Kontinenten. Asien. Afrika. Südamerika. Australien. Antarktik. Grahamland.

Aus den Besprechungen.

Zeitschrift für Schulgeographie. „Der bekannte Mecklenburger Forscher auf dem Gebiete der Glazialgeologie hat hier ein Kompendium seines Forschungsgebietes gegeben, wie es knapper und zutreffender kaum gegeben werden konnte. Der Text ist eng zusammengedrängt, nicht gerade leicht zu lesen, erteilt aber dafür über alles, was mit der Eiszeit irgendwie in Beziehung steht, genaue und zuverlässige Auskunft. Man mag sich über die Moorfrage mit Bezug auf Klimaschwankungen oder über die Niveauschwankungen des Baltikums orientieren wollen, alle diese Erscheinungen charakterisiert Geinitz in kurzen treffenden Worten. Das fehlende Register wird durch das eingehende Inhaltsverzeichnis genügend ersetzt, so daß sich das Werk auch zum Nachschlagen sehr eignet. . .“

Blätter für das bayerische Gymnasialschulwesen. „Der Verfasser gibt an der Hand der neueren Forschungen einen recht anschaulichen Überblick über unser gegenwärtiges Wissen von diesem vielumstrittenen Zeitraum der Erdgeschichte. Daher dürfte dieses Buch, das zum Teil ein Auszug aus seiner größeren Arbeit über das Quartär Nordeuropas ist, besonders dem Geographen willkommen sein; denn dieser Stoff ist in solcher Abrundung mit stetem Hinweis auf die einschlägigen Fragen und literarischen Hilfsmittel meines Wissens sonst nirgends zu finden.“

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 17

Die Anwendung der Interferenzen in der Spektroskopie und Metrologie

Von ***Dr. E. Gehrcke,*** *Privatdozent an der Universität Berlin, technischer Hilfsarbeiter an der physik.-techn. Reichsanstalt.* *Mit 73 Abbildungen. IX, 160 S. 1906. Geh. M 5.50, geb. M 6.20.*

Inhaltsverzeichnis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 18

Kinematik organischer Gelenke

*Von **Prof. Dr. Otto Fischer** in Leipzig. Mit 77 Abbildungen. XII, 261 S. 1907. Geh. M 8.—, geb. M 9.—.*

Aus den Besprechungen.

Deutsche Literaturzeitung. „Das ganze Buch ist mit beneidenswerter Präzision und Prägnanz geschrieben, der Aufwand an Geometrie und Algebra ist so bescheiden, daß man erwarten sollte, Mediziner und Zoologen werden sich durcharbeiten können. Jedenfalls wird es für sie die beste Einführung in die Gelenkmechanik sein. Für alle aber, die das Studium der Gelenke als Spezialität betreiben, wird die Fischersche Kinematik ganz unentbehrlich sein."

Leipziger Medizinische Monatsschrift. „... Wenn Fischer, der durch seine Forschungen auf diesem Gebiete längst bekannt ist, auch in bescheidener Weise sagt, daß sein Werk kein Lehrbuch der in den lebenden Körpern vorkommenden speziellen Gelenke sein soll, so müssen wir es doch als ein solches ansehen, denn er hat es verstanden, uns in klarer und übersichtlicher Weise die Verhältnisse, auf die es ankommt, darzulegen. Wir haben die meisten Werke, die sich mit dem Gegenstande der Gelenklehre oder der Statik und Mechanik des menschlichen Knochengerüstes beschäftigen, in der Hand gehabt, müssen aber sagen, daß uns keines eine derartige präzise Auskunft und klare Vorstellung der Verhältnisse gegeben hat wie die Kinematik Fischers..."

Reichs-Medizinal-Anzeiger. „Der Aufgabe der organischen Kinematik, die kinematischen Gesetze besonders den Zoologen, den Medizinern und den gebildeten Laien klar zu machen, hat Verf. sich in dem vorliegenden Buche unterzogen und diese Aufgabe vorzüglich gelöst..."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 24

Die chemische Affinität und ihre Messung

Von Dr. Otto Sackur, Privatdozent an der Universität Breslau. Mit 5 Abbildungen. VIII, 130 S. 1908. Geh. M 4.—, geb. M 4.80.

Aus den Besprechungen.

Chemiker-Zeitung. „Die Aufgabe, die sich der Verfasser in der vorliegenden Monographie gestellt hat, den großen Fortschritt, den die Chemie der thermodynamischen Betrachtungsweise verdankt, anschaulich darzustellen, hat er in sachgemäßer Weise und Form gelöst. Das Buch übermittelt trotz seiner kurzen Fassung die wesentlichsten Errungenschaften der chemisch verwerteten Thermodynamik prägnant und zuverlässig, so daß es dem engeren und weiteren Kreise der Fachgenossen Belehrung und Anregung gibt. ... Das Buch ist jedem zu empfehlen, der eine nicht an der Oberfläche haftende Kenntnis des Gegenstandes in großen Zügen sich aneignen will, zumal dem Studierenden als Ergänzung und Unterstützung bei thermodynamischen Vorlesungen."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Bindung des atmosphärischen Stickstoffs in Natur und Technik

Von Dr. P. Vageler in Königsberg i. Pr. Mit 16 Abbildungen im Text und auf 5 Tafeln. VIII, 132 S. 1908. Geh. M 4.50, geb. M 5.20.

Inhaltsverzeichnis. I. Einleitung. — II. Die Hauptquellen des gebundenen Stickstoffs. — III. Bindung von Stickstoff ohne Mitwirkung von Organismen. — IV. Die Bindung von atmosphärischem Stickstoff durch frei lebende Bakterien. 1. Grundlagen und Vorarbeiten. 2. Clostridium pasteurianum Win. und Verwandte. 3. Die Azotobaktergruppe und sonstige stickstoffsammelnde Bakterien. 4. Stickstoffbindung auf künstlichen Nährböden. — V. Die Stickstoffbindung durch frei lebende Bakterien im Boden. — VI. Stickstoffbindung durch sonstige frei lebende Organismen. — VII. Stickstoffbindung durch Bakterien und sonstige Mikroorganismen im Verein (Symbiose) mit grünen Pflanzen. 1. Grundlagen und Vorarbeiten. 2. Die Züchtung der Knöllchenerreger auf künstlichem Nährboden. 3. Knöllchenbakterien und Wirtspflanzen. — VIII. Die Bodenimpfung mit Knöllchenbakterien. — IX. Leguminosen als Stickstoffsammler in der Praxis. — X. Die Bindung des atmosphärischen Stickstoffs in der Technik. 1. Die Gewinnung des Luftstickstoffs mit Hilfe der Elektrizität. 2. Kalkstickstoff und Stickstoffkalk. — Schlußbetrachtung. — Register.

Aus den Besprechungen.

Monatsblätter des wissenschaftlichen Clubs in Wien. „Drohende Erschöpfung der Salpeterfundstätten, zunehmende Verwendung stickstoffhaltiger Düngmittel in der Landwirtschaft, anwachsender Bedarf von Salpetersäure in der chemischen Industrie machen es zu einem der wichtigsten Probleme der Hand in Hand arbeitenden technischen und Naturwissenschaften, sich in der Herstellung stickstoffhaltender und stickstoffabgebender Substanzen von dem gebundenen Stickstoff unabhängig und das unendliche Stickstoffreservoir der atmosphärischen Luft der Menschheit nutzbar zu machen.

Soviel man weiß, wird Stickstoff in der Natur von gewissen Pflanzen assimiliert unter Vermittlung lebender Organismen, lösliche Stickstoffverbindungen bilden sich in geringer Menge in der Luft, aber die fortgeschrittene Technik unserer Zeit hat ein Verfahren gefunden, den fast reaktionsunfähigen trägen Stickstoff der Luft durch Überleiten über erhitzte Karbide technisch zu verwerten und als jüngstes Glied in der Kette epochaler Erfolge der Elektrochemie den Stickstoff der Luft durch Durchleiten im elektrischen Flammenbogen zu oxydieren und sodann in lösliche Salze überzuführen.

Das hübsch illustrierte Büchlein, das das 26. Heft der im Viewegschen Verlage erscheinenden Sammlung »Die Wissenschaft« bildet, legt das Hauptgewicht der Darstellung auf die Assimilation des Stickstoffes durch lebende Organismen, welcher Abteil ungefähr die Hälfte der Seitenzahl umfaßt. Die Darstellung ist klar, ungemein populär und gleichzeitig wissenschaftlich, für die Interessenten der Frage, als da sind: Chemiker, Techniker, Landwirte, Volkswirtschaftler und Biologen ist es bestens zu empfehlen."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft — Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen — **Heft 27**

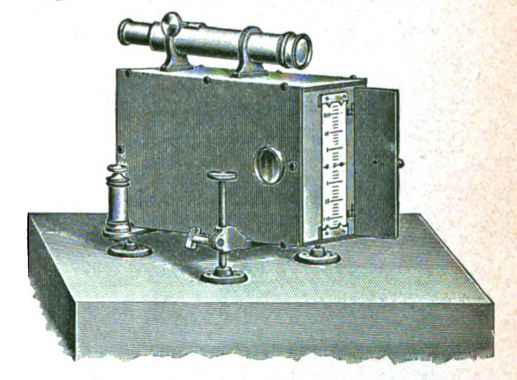
Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche

*Von **Prof. Dr. Joh. Bapt. Messerschmitt,***
Konservator des Erdmagnetischen Observatoriums und der Erdbebenhauptstation in München. Mit 25 Abbildungen.
VIII, 158 S. 1908. Geh. M 5.–, geb. M 5.80.

Inhaltsverzeichnis. **I. Allgemeine** Begriffe. 1. Richtung der Schwere. 2. Schwerpunkt. 3. Maß der Schwerkraft. — II. Der freie Fall. 1. Gesetze. 2. Die Schwere wirkt auf alle Körper gleich. 3. Fallmaschinen. — III. Allgemeine Schwere oder Gravitation. — IV. Das Pendel. 1. Mathematisches Pendel. 2. Physisches Pendel. 3. Spezielle Fälle. — V. Bestimmung der Intensität der Schwere durch Pendelmessungen. — VI. Absolute Messungen der Schwerkraft. 1. Fadenpendel. 2. Reversionspendel. — VII. Relative Schwerebestimmung. 1. Sterneckscbe Pendel. 2. Apparat von Defforges. 3. Andere Apparate. — VIII. Reduktion auf Meereshöhe. — IX. Die normale Schwerkraft in Meereshöhe. — X. Verteilung der Schwere auf der Erde, Konstitution der Erdrinde. — XI. Räumliche und zeitliche Veränderung der Schwerkraft, Krümmungsverhältnisse der Niveauflächen. — XII. Einfluß der Schwerkraft auf die geometrischen Höhenmessungen. — Literatur. — Register.

Aus den Besprechungen.

Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. „Trotz der großen Bedeutung, welche die Schwerebestimmungen an der Erdoberfläche besonders in den drei letzten Jahrzehnten infolge der Vervollkommnung der Beobachtungs-Hilfsmittel und -Methoden gewonnen haben, ist doch die Theorie und Praxis der Messungen in weiten Kreisen so gut wie unbekannt geblieben. Hieran war zum Teil wohl Schuld, daß sich, so weit dem Referenten bekannt ist, in der vorhandenen Literatur kein geeignetes Buch für eine eingehendere, dabei aber keine größeren Ansprüche an die mathematische Vorbildung des Lesers stellende Einführung in das Gebiet der Schweremessungen findet. Diesem Mangel hilft das vorliegende Buch in glücklicher Weise ab. . .“



Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 29

Physiologie der Stimme und Sprache

Von ***Prof. Dr. Hermann Gutzmann*** *in Berlin. Mit 92 zum Teil farbigen Abbildungen im Text und auf 2 Tafeln. X, 208 S. 1909. Geh. M 8.— geb. M 9.—.*

Aus den Besprechungen.

Berliner klinische Wochenschrift. „Wie sehr Verfasser den Gegenstand beherrscht, geht aus der Klarheit seiner Darstellungen hervor; die Schilderung der an sich oft recht schwierigen Forschungsmethoden und die Deutung der Resultate läßt dem Leser manches einfach und verständlich erscheinen, was in Wirklichkeit nur durch mühsame Arbeit klargelegt werden konnte. Das Literaturverzeichnis enthält 263 Nummern. Das Buch ist unentbehrlich für den Spracharzt, den Laryngologen und für den Physiologen, ferner für den Taubstummenlehrer, für den Gesangspädagogen und den Lehrer der Rhetorik; aber auch für die Philologen, Linguisten und Phonetiker enthält es viel Wissenswertes. Vielleicht bekehrt es auch den einen oder anderen jener rückständigen Philologen, welche die experimentelle Phonetik noch nicht als Wissenschaftszweig anerkennen wollen. Für jeden Arzt aber wird die Lektüre des Buches, dem wir ein glänzendes Prognostikon stellen, belehrend und genußreich sein."

Medizinische Klinik. „... Durch seine eingehende, durch zahlreiche eigene Spezialforschungen begründete Orientierung auf diesem Wissensgebiet ist in der Tat Gutzmann in hervorragender Weise berufen und befähigt, die Kernpunkte zu erkennen und herauszuheben und eine wirklich gute Darstellung dieser für den Arzt und den Psychologen, Physiologen und den Physiker gleich wichtigen Materie zu geben. Das Buch kann der Beachtung derjenigen, welche in diesem und den angrenzenden wissenschaftlichen Gebieten arbeiten, nur warm empfohlen werden."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 33

Die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Legierungen

Von **Bernhard Dessau**, *a. o. Professor der Physik an der Universität Perugia. Mit 82 Abbildungen im Text und auf 3 Tafeln. VIII, 208 S. 1910. Geh. M 7.—, geb. M 8.—.*

Aus dem Vorwort.

„Die Zahl der Untersuchungen über die Konstitution und die Eigenschaften der Legierungen ist in den letzten Jahren so sehr angewachsen, daß der Überblick für denjenigen, der sich nicht speziell mit dem Gegenstande beschäftigt, immer schwieriger wird. Und doch bietet gerade dieses Kapitel der physikalischen Chemie nicht nur für die Chemiker und Technologen, von denen die wissenschaftliche Erforschung desselben in erster Linie betrieben wurde, sondern auch für den Physiker ein hervorragendes Interesse. Der Versuch, das einschlägige Material zusammenfassend darzustellen, bedarf darum kaum einer Rechtfertigung. Der jetzige Zeitpunkt erschien hierfür um so geeigneter, als die Klarlegung der Konstitution der binären Legierungen dank den Arbeiten Tammanns und seiner Schüler gegenwärtig zu einem gewissen Abschlusse gediehen und damit auch für das Studium der Legierungen von mehr als zwei Komponenten, sowie für die systematische Bearbeitung des Zusammenhanges zwischen den verschiedenen Eigenschaften und der Konstitution der Legierungen erst die rationelle Grundlage gewonnen ist. In dieser Hinsicht mag die vorliegende Arbeit auch zu weiterer Forschung anregen, wenngleich begreiflicherweise die Originaluntersuchungen weder alle berücksichtigt, noch in Form von Literaturangaben sämtlich erwähnt werden konnten. Vollständigkeit wurde nur insofern angestrebt, als die verschiedenen Typen, denen man bei der Untersuchung der Konstitution der Legierungen begegnet, an charakteristischen Beispielen erläutert wurden..."

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 34

Die elektrische Fernübertragung von Bildern

Von Dr. Robert Pohl, Assistenten am Physikalischen Institut der Universität Berlin. Mit 25 Abbildungen. VIII, 45 S. 1910. Geh. M 1.80, geb. M 2.50.

Vorwort.

„Die große Beachtung, die das Problem der elektrischen Fernübertragung von Zeichnungen und Bildern in weiteren Kreisen gefunden hat, ließ es den Herausgebern der »Wissenschaft« wünschenswert erscheinen, eine Darstellung der bisherigen Entwicklung des Problems in die Sammlung aufzunehmen. Für eine derartige zusammenfassende Darstellung ist die größte Kürze geboten ... Es liegt in der Natur des Problems, daß sich die Ausführungen zum Teil auf technischem Gebiete bewegen müssen. Doch habe ich mich bemüht, alle rein konstruktiven Einzelheiten auszuschalten, wiewohl in diesen zurzeit die eigentlichen praktischen Schwierigkeiten liegen und gerade in der technischen Durcharbeitung der Fortschritt dieser im Prinzip schon seit vielen Jahrzehnten bekannten Apparate zu suchen ist."

Vortrag über Gruhn's Telauto= graph gehalten im [illegible]

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 35

Die elektrischen Erscheinungen in metallischen Leitern (Leitung, Thermoelektrizität, Galvanomagnetische Effekte, Optik)

Von ***Dr. K. Baedeker,*** *a. o. Professor an der Universität Jena. Mit 25 Abbildungen. VIII, 146 S. 1911. Geh. M 4,—, geb. M 4,80.*

Aus dem Vorwort:

„Die elektrischen Eigenschaften der metallischen Leiter finden sich in den Lehrbüchern in der Regel an verschiedenen Stellen zerstreut untergebracht. Die rasche Entwickelung der Elektrizitätslehre, insbesondere die der Elektronenlehre im letzten Jahrzehnt gab auch auf diesem Gebiete eine solche Erweiterung des Tatsachenmaterials und eine so große Reihe gemeinsamer Gesichtspunkte, daß die in diesem Buche unternommene zusammenfassende Darstellung berechtigt erschien. Für die gewählte Darstellung war es wesentlich, daß die Theorie noch nicht in gleichem Maße, wie in anderen Gebieten die Grundlage und den Zusammenhang der Erscheinungen zu geben beanspruchen kann. An zwei Stellen wurde etwas mehr auf Einzelheiten eingegangen: bei der Richardsonschen Theorie der Elektronenemission durch glühende Leiter, die ich zum Teil als Grundlage für eine neue Theorie der Thermoelektrizität benutzte, und in diesem letzteren Kapitel selbst . . . Die experimentellen Ergebnisse des behandelten Gebiets sind ausführlicher wiedergegeben. Hier wurde eine gewisse Vollständigkeit, besonders in den Zahlenangaben, erstrebt . . . Auch wurde Wert darauf gelegt, besonders die in den verbreiteten Handbüchern und Tabellen nicht enthaltenen Zahlen wiederzugeben . . .“

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 36

Grundlagen der praktischen Metronomie

Von **Prof. Dr. Karl Scheel**, Mitgl. der Physikalisch-technischen Reichsanstalt. Mit 39 Abbildungen. XII, 168 S. 1911. Geh. M 5,20, geb. M 6,—.

Inhaltsverzeichnis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Vergleichende Mond- und Erdkunde

Von **Dr. Siegmund Günther,** *Professor an der Technischen Hochschule München. Mit 28 Textabbild. und 4 Tafeln. XI, 193 S. 1911. Geh. M 5,—, geb. M 5,80.*

Aus dem Vorwort.

„Die vorliegende Schrift ist dazu bestimmt, einen Gedanken weiter auszuführen, welchen der Verfasser vor einer Reihe von Jahren (1899) in der „Umschau“ kurz skizziert hat. Von den ältesten Zeiten an soll der Gedanke, im Monde sei „eine zweite Erde“ anzuerkennen, durch die Jahrhunderte verfolgt werden, um zuletzt zu zeigen, daß in der Tat mit gutem Rechte ein Vergleich zwischen Mond- und Erdkunde gezogen werden kann, der in sich volle Berechtigung besitzt, sobald man nicht in den freilich sehr gefährlichen und wiederholt begangenen Irrtum verfällt, Analogie mit Identität zu verwechseln. Eine große Schwierigkeit bestand darin, aus der so ungemein reichhaltigen und verzweigten Literatur nur diejenigen Materien auszuheben, welche für unseren Zweck unmittelbar bedeutsam sind, während eine Fülle einschlägiger Veröffentlichungen nicht für den Geographen, sondern ausschließlich für den Astronomen von Wichtigkeit ist. Inwieweit dieses Streben vom Erfolge gekrönt war, das zu beurteilen muß anderen Stellen überlassen bleiben. Daß Puiseux' oft zitiertes Werk sich nach Ziel und Inhalt mit dieser Arbeit nur sehr teilweise deckt, zeigt die Lektüre .... .“

Die Wissenschaft Sammlung naturwissenschaftl. und mathematischer Einzeldarstellungen Heft 38

Das Relativitätsprinzip

*Von **Dr. M. Laue,** Privatdozent für theoretische Physik an der Universität München. Mit 14 Abbildungen, X, 208 S., 1911. Geh. M 6,50, geb. M 7,20.*

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

Wechselstromversuche

*Von **Dr. Anton Lampa,** o. Professor der Physik an der Deutschen Universität Prag. Mit 54 Abbildungen. X, 176 S. 1911. Geh. M 5,—, geb. M 5,80.*

Vorwort.

Die nachfolgende Schrift beabsichtigt, ohne erschöpfend sein zu wollen, Wechselstromerscheinungen und Wechselstromversuche darzustellen, welche in erster Linie von physikalischem Interesse sind. Der Beschränkung im Inhalt steht die eingehende Durchrechnung der behandelten Probleme gegenüber. Eine gewisse Breite der Darstellung war hier Gebot, wenn dem weiteren Leserkreis, an welchen sich „Die Wissenschaft“ wendet, gedient sein sollte. Die Beschreibung der zu den behandelten Versuchen nötigen Apparatur enthält Zahlenangaben, welche dem Experimentator ausreichende Orientierung für die Ausführung der Versuche gewähren. Das letzte Kapitel, „Das elektrostatische Drehfeld“, berührt das interessante Problem der dielektrischen Hysteresis. Die physikalische Erforschung dieses Gebietes ist noch nicht zu abschließenden Ergebnissen gelangt. Es wurde darum ganz darauf verzichtet, auf die Rolle einzugehen, welche die dielektrische Hysteresis bei den in diesem Kapitel beschriebenen Erscheinungen allenfalls spielen könnte.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig

